



Caractérisation structurale et magnétique du pluton granitique de Misajé (Nord-Ouest Cameroun)

Eric Martial Fozing

► To cite this version:

Eric Martial Fozing. Caractérisation structurale et magnétique du pluton granitique de Misajé (Nord-Ouest Cameroun) . Sciences de l'environnement. Université de Dschang-Cameroun, 2016. Français. NNT: . tel-01382080

HAL Id: tel-01382080

<https://auf.hal.science/tel-01382080>

Submitted on 15 Oct 2016

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

UNIVERSITE DE DSCHANG

ECOLE DOCTORALE

FACULTE DES SCIENCES



UNIVERSITY OF DSCHANG

POSTGRADUATE SCHOOL

FACULTY OF SCIENCE

DSCHANG SCHOOL OF SCIENCES AND TECHNOLOGY

DEPARTEMENT DES SCIENCES DE LA TERRE

DEPARTMENT OF EARTH SCIENCES

LABORATOIRE DE GEOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT (LAGE)

**Caractérisation structurale et magnétique du pluton granitique de
Misajé (Nord-Ouest Cameroun)**

THESE

**Rédigée et soutenue publiquement en vue de l'obtention du Diplôme de
Doctorat/Ph.D en Sciences de la Terre**

Option : Géotechnique et Valorisation des matériaux

Spécialité : Géologie structurale et magnétisme des roches

Par :

FOZING Eric Martial

Matricule : 01S386

Master en Sciences de la Terre

Sous la Co-direction de :

KWEKAM Maurice

et

NJONFANG Emmanuel

Chargé de Cours

Professeur

Université de Dschang

Ecole Normale Yaoundé I

Le 08 Juin 2016 devant le Jury suivant

Président :

KAMGANG KABEYENE BEYALA V.

Professeur

Université de Dschang

Rapporteurs :

KWEKAM Maurice

Chargé de Cours

Université de Dschang

NJONFANG Emmanuel

Professeur

Ecole Normale Yaoundé I

Membres

NKOUATHIO David Guimolaire

Maître de Conférences

Université de Dschang

NGAKO Vincent

Maître de Recherche

IRGM Yaoundé

TCHAMENI Rigobert

Maître de Conférences

Université de Ngaoundéré

PRECEPTE

Le passage d'un individu dans un domaine de la science, plus précisément sur un site géologique donné ne suffit pas pour cerner tous les problèmes relatifs à ce site, car la vérité au sein des sciences de la matière est en devenir. C'est un domaine complexe où le passant passe en soumettant sa modeste contribution à un édifice en partie contrôlé par la dialectique. La carte d'Afrique ne ressemble t'elle pas à un point d'interrogation ? C'est un vaste continent différent du Nord au Sud, d'Ouest à l'Est et même de Misajé à Dumbu. Alors, je suis d'emblée à l'école du prochain aventurier qui passera par Misajé.

DEDICACE

Je dédie ce travail

A ma mère Mengang Marie Pascale

A la famille FOZING

REMERCIEMENTS

Cette page, au début de tout et qu'on ne rédige pourtant qu'à la fin, a été pendant ces années, l'objet d'un rêve inlassablement répété. C'est la fin qui rappelle le début. Bien qu'il me manque la force nécessaire à l'issue de cette épreuve ardue pour remercier les personnes et les institutions qui ont contribué à l'élaboration de ce travail, je ne dérogerai point à la règle. Il n'est guère facile ici de faire les choses dans un ordre logique quelconque.

Mon séjour au Burkina Faso n'a été possible que grâce au financement de l'Agence Universitaire de la Francophonie (AUF). Je voudrais ici adresser à cette agence et à tout son personnel toute ma profonde gratitude.

Je manifeste ma gratitude à l'endroit de Dr Kwékam Maurice et de Dr Njanko Théophile tous deux Enseignants au Département des Sciences de la Terre de la Faculté des Sciences de l'Université de Dschang qui ont été pour moi plutôt comme des « pères » alors que je croyais avoir d'eux des encadrements scientifiques seulement. Ils ont toujours su en dépit de leurs emplois de temps toujours surchargés me ramener sur le chemin depuis mon cycle d'initiation à la recherche jusqu'à l'aboutissement de cette thèse malgré mes multiples égarements. Par leurs rigueurs scientifiques et leurs indulgences, ils ont su inculquer en moi l'esprit de la recherche. Que ce travail soit pour vous l'acte manifeste de ma profonde reconnaissance.

Je voudrais exprimer ma profonde gratitude au Prof. Njonfang Emmanuel, Enseignant à l'Ecole Normale Supérieure de l'Université de Yaoundé I, qui a accepté de co-diriger ce travail. Par ses critiques pertinentes, il m'a amené à revoir ou expliquer de nombreux points de ce travail. J'ai été très sensible par ses multiples encouragements surtout lors de la rédaction de mes articles relatifs à ce travail et des vœux de bonne année à lui adressés. Sa réponse était toujours « *Salut Eric, Je t'adresse en retour mes vœux les meilleurs de réussite dans tes projets et dont le plus important reste la finition de ta thèse. Que la grâce de Dieu t'accompagne tout au long de cette année 2014* ». Qu'il ait accepté de superviser ce travail témoigne de l'importance qu'il y attache. J'espère qu'il ne sera pas déçu par le présent travail.

Au Prof. Lompo Martin, Chef de Laboratoire de Géoscience et d'Environnement Minier de l'Université de Ouagadougou pour m'avoir permis d'obtenir la bourse AUF en acceptant de m'accueillir dans son Laboratoire, je dis merci.

Je dis merci au Prof. Séta Naba, Enseignant à l'Unité de Formation et de Recherche en Science de la Vie et de la Terre de l'Université de Ouagadougou qui a bien voulu m'encadrer au Laboratoire de Géoscience et d'Environnement Minier de l'Université de Ouagadougou malgré ses multiples occupations. Ses remarques et ses critiques m'ont permis d'éclaircir

certain points d'ombre. Je garde en confidence ce que nous avons partagé ensemble puisque le chemin n'est pas encore à son terme.

Je voudrais exprimer ma profonde gratitude au Prof. Rochette Pierre, Enseignant au CEREGE, sans qui je n'aurais jamais eu les analyses d'hystérésis sur les échantillons à temps.

Merci au regretté feu Prof. Nono A., ex Chef de Département des Sciences de la Terre qui a facilité la procédure administrative de ma mise en stage au Burkina Faso alors que je venais d'être recruté comme Enseignant dans son Département.

Mes remerciements vont également à l'endroit du Prof. Kengni Lucas, Chef de Département des Sciences de la Terre de l'Université de Dschang pour ses facilités administratives.

Je remercie les membres du jury (Prof. KAMGANG KABEYENE BEYALA V., Prof. NJONFANG Emmanuel, Prof. NKOUATHIO David Guimolaire, Prof. TCHAMENI Rigobert, Dr KWEKAM Maurice, Dr NGAKO Vincent) qui, malgré leurs nombreuses occupations ont trouvé du temps pour évaluer ce travail.

Je manifeste ma profonde gratitude à l'endroit de mes enseignants du Département des Sciences de la Terre de l'Université de Dschang pour leurs appuis moral et intellectuel qui m'ont été d'un intérêt précieux tout au long de ma formation de géologue. Je pense ainsi aux Profs. Kagou Dongmo A., Nkouathio D.G., Ngnotué T., Tématio P. et Wouatong A.S.L., à Dr Tamen J.

A MM. Mbog M.B., Tassongwa B., Tchemeunack Kouémo J., Njuéya Kopa A., tous enseignants du Département des Sciences de la Terre de l'Université de Dschang, je dis merci pour leurs multiples encouragements.

A Saga Sawadogo pour son assistance personnelle (de la mesure des différents paramètres d'ASM à la confection des lames minces) pendant mon séjour au Laboratoire de Géosciences et d'Environnement Minier de l'Université de Ouagadougou, je dis merci.

Aux amis du Laboratoire de Géoscience et d'Environnements Minier de l'Université de Ouagadougou ; je pense particulièrement à Abraham Seydou Traoré, Hzongo Hubert, Yaméogo Adama, Kadidja Ramday pour leur accueil.

Je tiens à remercier particulièrement Monsieur Sopjio Jiomeneck Simon pour l'accueil chaleureux et l'agréable séjour qu'il m'a réservés en terre burkinabée.

Je dis merci à Ngoufack Carine Flore pour ses encouragements et ses multiples services rendus pour la finalisation de ce document.

Ma profonde gratitude va à l'endroit de ma maman Mengang Marie Pascale. Je demeure à jamais très sensible et très reconnaissant aux énormes sacrifices que tu n'as pas ménagés

pour faire de moi un homme éduqué et instruit. Tu m'as toujours pourvu de tout ce dont j'avais besoin en dépit de tes moyens très limités ; en retour, je te présente cette thèse comme l'expression de ma profonde gratitude et le symbole d'une volonté à la dimension de tes multiples sacrifices. Maman puisse le Seigneur continuer à t'aider dans ta lourde et rude tâche de responsabilité parentale.

J'adresse mes sincères remerciements à ma tante Ngankam Jeanne d'Arc dont les séjours chaleureux m'ont toujours été accordés lors de mes multiples voyages à Yaoundé dans le cadre de la rédaction des articles de cette thèse. Que ce document renforce davantage l'ambiance conviviale qui a toujours régnée entre nous.

Je tire un coup de chapeau à ma cousine Lana Armance Marie Clairette qui n'a jamais cessé de me témoigner son envie de me voir soutenir une thèse de Doctorat.

Merci à toi Fouedjeu Blandine pour ton amour et ta patience toujours accordées. Tu as toujours su manifester ta tendresse quand j'avais besoin du réconfort.

Enfin à tous ceux des enseignants, oncles, tantes, frères, sœurs et amis qui de près ou de loin ont contribué à la réalisation de ce travail et n'ont pas été nommément cités, qu'ils trouvent ici l'expression de ma profonde reconnaissance.

SOMMAIRE

	Pages
ATTESTATION DE CORRECTIONS	
FICHE DE CERTIFICATION	
PRECEPTE	
DEDICACE	i
REMERCIEMENTS	ii
SOMMAIRE	V
RESUME	Viii
ABSTRACT	X
LISTE DES ABREVIATIONS	Xi
LISTE DES TABLEAUX	Xii
LISTE DES FIGURES	Xiii
INTRODUCTION GENERALE	1
I – Problématique	4
II – Objectif de travail	5
III – Structure de la thèse	6
 <i>PREMIERE PARTIE (GENERALITES ET METHODOLOGIE)</i>	
CHAPITRE I – CADRE NATUREL D'ETUDE ET REVUE DE LA LITTERATURE	7
I.1 – Cadre Géographique	8
I.2 – Cadre Géologique : Description des principales zones de la Chaîne Pan-Africaine d'Afrique Centrale	10
I.2.1 – La CPA au Nigeria	11
I.2.2 – La CPA en République Centrafricaine	12
I.2.3 – La CPA au Tchad	13
I.2.4 – La CPA au Cameroun	14
I.3 – Modèles tectoniques	19
I.4 – Etat des connaissances sur les granitoïdes de la CPAC au Cameroun	20
I.5 – Travaux antérieurs dans la zone d'étude et ses environs	25
CHAPITRE II - MATERIELS ET METHODES	28
II.1 – Minéralogie magnétique et paramètres d'ASM	29
II 1.1 - Définitions et unités	29
II 1.2 - Comportement magnétique des minéraux	30
II 1.2.1 - Le diamagnétisme	30
II 1.2.2 - Le paramagnétisme	30
II 1.2.3 - Le ferromagnétisme (<i>s.l.</i>)	32
II 1.2.4 - L'antiferromagnétisme	33
II 1.3 - Comportement magnétique des roches	34
II 1.4 – Les paramètres de l'ASM	35
II 1.4.1 - La susceptibilité magnétique (Km)	36
II 1.4.2 - L'anisotropie totale de la susceptibilité ou degré d'anisotropie (P %)	36
II 1.4.3 - L'anisotropie linéaire (L %)	36
II 1.4.4 - L'anisotropie planaire (F %)	36
II 1.4.5 - Le paramètre de forme ou paramètre de Jelinek (T)	36
II 1.4.6 - Le taux de déformation (T')	37
II 1.4.7 – Principes et corrélations entre l'ellipsoïde magnétique et l'ellipsoïde de déformation	37
II.2 - Hystérésis et domaines magnétiques	38

II 2.1 – Comportement des grains de magnétite monodomaines	38
II 2.2 – Comportement des grains de magnétite polydomaines	38
II.3 - Méthodologie et Appareillage	40
II 3.1 - Sur le terrain	41
II 3.2 – Au laboratoire	42
II 3.3 – Traitement des données	47
 DEUXIEME PARTIE (RESULTATS, DISCUSSION ET INTERPRETATION)	
CHAPITRE III – CARACTERISATION PETROGRAPHIQUE	49
III 1 – Ensemble métamorphique	50
III 1.1 – Amphibolites	50
III 1.2 – Migmatite à biotite et amphibole	53
III 1.3 – Orthogneiss à biotite et amphibole	54
III 2 – Ensemble plutonique	55
III 2.1 – Granite à biotite et amphibole	55
III 2.2 – Granite à biotite	57
III 2.3 – Granodiorite	59
III 2.4 – Granite leucocrate	61
III 3 –Equivalence entre les échantillons datés par Tetsopgang <i>et al.</i> (1999 et 2008) et ceux décrits dans le cadre de ce travail	62
 CHAPITRE IV – ETUDE STRUCTURALE ET MICROSTRUCTURALE	65
IV 1 – Coupes géologiques	66
IV 2 – Analyse structurale	69
IV 2.1 – La phase de déformation D ₁	69
IV 2.2 – La phase de déformation D ₂	69
IV 2.3 – La phase de déformation D ₃	74
IV 2.4 – Les filons et les fractures	78
IV 3 – Analyse microstructurale	78
 CHAPITRE V – ETUDE MAGNETIQUE	86
V 1 – Minéralogie magnétique, hystérésis et taille des grains	87
V 1.1 – Minéralogie magnétique	89
V 1.2 – Hystérésis et taille des grains	89
V 1.2.1 – Le comportement paramagnétique	90
V 1.2.2 – Le comportement super-paramagnétique	91
V 1.2.3 – Les granites de Misajé dans le diagramme de Day <i>et al.</i> (1977)	92
V 2 – Les paramètres scalaires	93
V 2.1 – La susceptibilité magnétique (Km)	101
V 2.2 – Anisotropie Totale (P %)	103
V 2.3 – Les taux d’anisotropie linéaire et planaire	105
V 2.4 – Le paramètre de forme ou facteur de Jelinek (T)	106
V 3 – Les paramètres directionnels	108
V 3.1 – La foliation magnétique	108
V 3.2 – La linéation magnétique	111
 CHAPITRE VI - DISCUSSION ET INTERPRETATION DES RESULTATS	114
VI 1 – Synthèse des résultats	115
VI 2 – Relation entre les observations de terrain, les paramètres de Jelinek et les phases de	

déformation	120
VI 3 – Evolution structurale et modèle de mise en place du pluton de Misajé	122
VI 4 – Implication tectonique	125
VI 4.1 – Le pluton de Misajé dans la CPAC au Cameroun	125
VI 4.2 – Corrélation entre le pluton de Misajé et les granitoïdes de l’Est du Nigéria	126
VI 4.3 – Lien entre le pluton de Misajé, les granitoïdes du Nord du Soudan et ceux du NE	127
du Brésil	127
CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES	129
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	132
ANNEXES	150
PUBLICATIONS ISSUES DE LA THESE	

RESUME

L'objectif de cette étude était d'établir à partir des données de susceptibilité magnétique, de pétrographie, de géochimie et de structurale (classique), une cartographie des formations du pluton de Misajé afin de l'intégrer dans l'évolution de la Chaîne Panafricaine d'Afrique Centrale (CPAC). A l'issue de ce travail, nous retiendrons que le pluton de Misajé, allongé NNE-SSW est situé dans le domaine Ouest de la CPAC au Cameroun. Ce pluton s'est mis en place par injections successives autour de 569-560 Ma dans un socle anté panafricain constitué de migmatite à biotite et amphibole et d'amphibolites, réactivé au Pan-Africain. Quatre ensembles pétrographiques mis en place par cristallisation fractionnée le composent : la granodiorite, le granite à biotite et amphibole, le granite à biotite et le granite leucocrate.

La région de Misajé est affectée par trois phases de déformations. La phase D₁, caractérisée par une foliation E-W, observée dans l'encaissant a été progressivement transposée par la phase D₂ simultanément observée dans l'encaissant, dans le granite à biotite et amphibole et dans le granite à biotite. Cette phase D₂, orientée NE-SW à N-S est datée entre 569 ± 12 Ma dans le granite à biotite et amphibole et 560 ± 9 Ma dans le granite à biotite. La phase D₃, datée à 532 ± 35 Ma est décrite dans les orthogneiss à biotite et amphibole comme étant la phase de mylonitisation du granite à biotite et amphibole qui se transforme en orthogneiss à biotite et amphibole. Elle est caractérisée par un mécanisme de déformation ductile au cours duquel une déformation non-coaxiale a permis (1) le développement des structures N-S et une déformation par cisaillement dextre et (2) la mise en place du granite leucocrate. L'étude microstructurale permet d'envisager pour le pluton de Misajé une déformation continue (du stade magmatique au stade mylonitique) au cours de sa mise en place.

Les roches du pluton granitique de Misajé sont à dominance paramagnétique (54 % de stations). La contribution ferromagnétique existante révèle que les minéraux porteurs de la susceptibilité sont dominés par la magnétite qui peut être automorphe ou xénomorphe. Le facteur T de Jelinek montre que les ellipsoïdes de déformation dominants sont plano-linéaires, cependant, 80 % de stations ont des valeurs de $P < 1,2$; indiquant une mise en place dominée par l'écoulement dynamique. Cet écoulement magmatique a induit un aplatissement en bordure du massif. La domination de l'écoulement magmatique dans la mise en place du pluton de Misajé, la présence des minéraux aplatis en bordure du pluton, la présence des mégacrists de feldspath orientés, la présence d'un couloir de cisaillement discret NE-SW identifié par la méthode d'ASM dans le granite à biotite et les structures (foliation et linéation) magnétiques, permettent d'envisager pour le massif de Misajé une mise en place syn-cinématique en coupes ou dômes dans un continuum cinématique NNE-SSW, parallèlement aux grandes structures régionales (Cisaillement de Mayo Nolti et le Cisaillement de Godé-Gormaya) et aux chaînes plissées développées lors de l'assemblage du Gondwana Ouest, telle que décrite à l'Est du Nigéria et au NE du Brésil.

Mots clés : Anisotropie de Susceptibilité Magnétique (ASM), Granite de Misajé, Ecoulement magmatique, Zone de cisaillement, Pan-Africain.

Structural and magnetic characterization of Misajé granitic pluton (NW Cameroon)

ABSTRACT

The objective of this study was to map the Misajé pluton based on the magnetic susceptibility, petrographic, geochemical and structural (classic) data in order to integrate it in the tectonic evolution of the Central African Fold Belt. It appears at the end of this work that, the Misajé granitic pluton, elongated NNE-SSW is located in the western domain of the Pan-African Belt in Cameroon. It was emplaced around 569-560 Ma in the ante-Pan-African basement rocks, composed of biotite hornblende migmatite and amphibolites reactivated in the Pan-African. It (Misajé granitic pluton) consists of biotite hornblende granite, biotite granite, granodiorite and leucocratic granite, differentiated by fractional crystallization.

The study area has recorded three deformation phases. The D_1 phase, characterized by an E-W foliation in the basement rocks, has been progressively transposed by dominant D_2 phase, observed in the basement rocks, biotite hornblende granite and biotite granite. This D_2 phase, orientated NE-SW to N-S is dated between 569 ± 12 Ma in the biotite hornblende granite and 560 ± 9 Ma in the biotite granite. The D_3 , dated at 532 ± 35 Ma is observed in the biotite hornblende orthogneiss. It is characterized by dextral strike-slip with a non-coaxial deformation, which permit (1) the development of the N-S structures and dextral shear movement, (2) the emplacement of leucocratic granite. The microstructural study shows that, in the Misajé pluton, the deformation started during the magmatic state and followed up till the mylonitic state.

The rocks of the Misajé granitic pluton are dominated by paramagnetic behavior (54 % of stations). The presence of ferromagnetic minerals reveals that the carriers of the susceptibility are mainly dominated by magnetite that can be euhedral or anhedral. The T Jelinek factor shows that the dominant strain ellipsoids are plano-linear, nevertheless, 80 % of stations have P values less than 1.2, suggesting that, the emplacement of the Misajé pluton is dominated by magmatic flowing. This magmatic flow induced a flattening on the edge of the massif. The dominance of the dynamic flow in the emplacement of the Misajé pluton, the presence of flat minerals edging the pluton, the presence of preferred orientation of feldspar megacrysts, the presence of a discrete NE- SW shear zone in biotite granite and the magnetic structures (foliation and lineation) suggest a syn-kinematic dome emplacement in a NNE-SSW. These structures are parallel to the major regional structures described in Mayo Nolti and Godé Gormaya Shear Zone (MNSZ and GGSZ) and folds developed during the extensional collapse of western Gondwana, as described in eastern Nigeria and NE Brazil.

Key words: Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS), granite of Misajé, Magmatic flow, Shear Zone, Pan-African.

LISTE DES ABREVIATIONS

Les abréviations des minéraux sont de Kretz (1983)

Aln	Allanite
Bt	Biotite
Hbl	Hornblende
Kfs	Feldspaths alcalins
Mc	Microcline
Myr	Myrmékite
OX	Minéraux opaques
Pl	Plagioclase
Px	Pyroxène
Qtz	Quartz
Sph	Sphène
Zir	Zircon

LISTE DES TABLEAUX

	Pages
Tableau I : Caractéristiques et propriétés des différents types magnétiques.	32
Tableau II : Paramètres scalaires et directionnels des échantillons EF002 A et B du site EF002.	47
Tableau III : Quelques échantillons de roche datés par Tetsopgang et al. (1999 et 2008) et leurs correspondances.	62
Tableau IV : Paramètres magnétiques des roches du secteur d'étude issues des mesures d'hystérésis	88
Tableau V : Données d'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique à champ faible	93
Tableau VI : Synthèse des données de terrain, paramètres de Jelinek, microstructures et caractéristiques de la déformation du pluton de Misajé	122
Tableau VII : Comparaison entre les granitoïdes du pluton de Misajé et ceux de l'Est du Nigéria	126

LISTE DES FIGURES

	Pages
Figure 1 : Carte du Cameroun indiquant la répartition des âges U-Pb et Pb-Pb sur zircon dans les domaines Sud, Centre, Nord Cameroun et Sud Est du Nigéria	3
Figure 2 : Modèle numérique d'altitude (MNA) du secteur d'étude. Extrait de la carte forestière de Nkambé 4A au 1/50000	9
Figure 3 : Reconstitution géologique précambrienne de l'Afrique (domaine Centre-Ouest) et de la province NE du Brésil d'après Caby <i>et al.</i> (1991) modifiée par Abdelsalam <i>et al.</i> (2002)	16
Figure 4 : Carte structurale Pan-Africaine du Cameroun (Ngako <i>et al.</i> , 2008)	18
Figure 5 : Carte géologique de la zone de Nkambé et ses environs (Peronne, 1969), modifiée par Tetsopgang <i>et al.</i> (1999)	26
Figure 6 : Courbes d'aimantation induite (M) en fonction du champ appliqué (H) des différents types de comportement magnétique (Rochette, 1987)	31
Figure 7 : Diagramme ternaire FeO-TiO ₂ -Fe ₂ O ₃ présentant les trois principales séries trouvées dans les roches magmatiques (Merril and McElhinny, 1983)	33
Figure 8 : Ellipsoïde de l'anisotropie de la susceptibilité magnétique	34
Figure 9 : Relation entre fabrique magmatique et fabrique magnétique à partir des OPF des biotites (Bt) et amphiboles (Hbl) (Gleizes, 1992)	35
Figure 10 : Digramme illustratif des trois principaux types de fabriques magnétiques	37
Figure 11 : Cycles d'hystérésis pour un grain ferromagnétique monodomaine possédant une forte anisotropie de forme (Butler, 1992) et (Dunlop et Özdemir, 1997)	38
Figure 12 : Cycle d'Hystérésis d'un grain de magnétite polydomaine dans le cas naturel où le déplacement des parois est perturbé par des défauts du réseau cristallin (Dunlop et Özdemir, 1997)	39
Figure 13 : (a) Rapports d'hystérésis des grains de magnétites de taille connue dans le diagramme logarithmique de Mr/Ms en fonction de Hcr/Hc. (b) Evolution de Hcr en fonction de M _{rs} /K _{ferro} pour différentes espèces ferromagnétiques, mesurées sur des minéraux synthétiques ou des monocristaux obtenus par extraction.	40
Figure 14 : Présentation de quelques étapes d'échantillonnage à l'aide de la carotteuse portative	42
Figure 15 : Tronçonneuse permettant de découper les carottes	43
Figure 16 : Susceptomètre Kappabridge MFK1-FA et ses unités de contrôle (www.agico.com)	44
Figure 17 : Les trois positions de mesure au MFK1 – FA et représentation de l'anisotropie de susceptibilité magnétique	44
Figure 18 : Exemple de magnétomètre échantillon vibrant VSM permettant de mesurer l'aimantation en fonction du champ appliqué sur une large gamme de champ (± 1T)	45
Figure 19 : Courbes d'hystérésis des grains de magnétiques spécifiques pour chaque comportement magnétique d'après Tauxe (2002)	46
Figure 20 : Carte d'échantillonnage de la zone d'étude	51
Figure 21 : Aspects macroscopique et microscopique de l'ensemble métamorphique	52
Figure 22 : Aspects macroscopique et microscopique du granite à biotite et amphibole	56
Figure 23 : Aspects macroscopique et microscopique du granite à biotite	58
Figure 24 : Aspects macroscopique et microscopique de la granodiorite	60
Figure 25 : Aspects macroscopique et microscopique du granite leucocrate du pluton de Misajé	62
Figure 26 : Esquisse géologique présentant les ensembles lithologiques de la zone d'étude	63
Figure 27 : Coupe litho-structurale A-B et les stéréogrammes des pôles de foliation	67

Figure 28 : Coupe litho-structurale C-D et les stéréogrammes des pôles de foliation	68
Figure 29 : Coupe litho-structurale E-F et les stéréogrammes des pôles de foliation et de linéation d'étirement minéral	68
Figure 30 : Eléments structuraux observés dans la zone d'étude	70
Figure 31 : Stéréogramme de foliation métamorphique S_1 dans l'ensemble métamorphique de la zone d'étude	71
Figure 32 : Stéréogramme de foliation magmatique et métamorphique S_2 du secteur d'étude	72
Figure 33 : Stéréogramme des linéations magmatique, métamorphique et des axes de pli dans le secteur d'étude	73
Figure 34 : Eléments structuraux observés dans la zone d'étude	74
Figure 35 : Stéréogramme de foliation métamorphique S_3 du secteur d'étude	76
Figure 36 : (a) Carte linéamentaire du secteur d'étude ; (b) Rosace de direction des longueurs cumulées	79
Figure 37 : Carte de distribution des microstructures dans le pluton granitique de Misajé	81
Figure 38 : Microstructures de déformation dans le pluton granitique de Misajé	83
Figure 39 : Paragenèse des différents oxydes (magnétite) en lames minces	89
Figure 40 : Courbes d'hystérésis des échantillons paramagnétiques des granites du pluton de Misajé	90
Figure 41 : Courbes d'hystérésis des échantillons super-paramagnétiques des granites du pluton de Misajé	91
Figure 42 : Diagramme de Day <i>et al.</i> (1977) des échantillons représentatifs montrant les différents domaines magnétiques	92
Figure 43 : Stéréogrammes des données d'ASM pour chaque site d'échantillonnage	96
Figure 44 : (a) Magnitude de la susceptibilité magnétique moyenne ($Km \times 10^{-3}$) du pluton granitique de Misajé ; (b) Histogramme de susceptibilité magnétique moyenne de l'ensemble du pluton et par type pétrographique	102
Figure 45 : (a) Carte d'anisotropie magnétique P % du pluton granitique de Misajé ; (b) Histogramme de P % par type pétrographique	104
Figure 46 : Diagramme de $P \% = f(Km)$ du pluton granitique de Misajé	105
Figure 47 : (a) Carte de paramètres de forme T du pluton granitique de Misajé ; (b) Histogramme de T du pluton et par type pétrographique	107
Figure 48 : Diagramme $T = f(P \%)$ du pluton granitique de Misajé	108
Figure 49 : (a) Foliation magnétique et stéréogrammes des pôles de foliation magnétique. (b) Histogrammes des pendages de la foliation magnétique du massif et par type pétrographique	110
Figure 50 : (a) Linéation magnétique et stéréogrammes de plongement de linéation magnétique. (b) Histogrammes des plongements de la linéation magnétique du massif et par type pétrographique	112
Figure 51 : Carte de répartition de la susceptibilité magnétique dans le pluton de Misajé	117
Figure 52 : Carte de répartition de l'anisotropie totale (P %) dans le pluton de Misajé	118
Figure 53 : Carte de répartition des paramètres de forme T du pluton de Misajé	119
Figure 54 : Diagramme $F = f(L)$ de Flinn	119
Figure 55 : Histoire tectonique du pluton de Misajé	125

INTRODUCTION GENERALE

Les roches granitiques ne présentent pas toujours des structures visibles et facilement mesurables sur le terrain. Ainsi, les descriptions qui se succèdent depuis le XVIII^e siècle se concentrent sur leur aspect pétrographique ou sur leur position stratigraphique apparente ; la structure interne des roches granitiques n'étant pas abordée faute certainement des techniques d'approche ou des moyens d'investigation adéquats. Le XIX^e siècle voit naître les premières études structurales dans les granites, axées sur les fabriques minéralogiques optiques. Cependant, ce vaste champ de recherche restera peu exploré jusqu'à ce que Graham (1954) présente pour la première fois la notion de fabrique magnétique. En effet, cet auteur observe que l'anisotropie de la susceptibilité d'une roche cristalline, résultant de l'orientation préférentielle des particules ferromagnétiques, donne un moyen de caractériser la fabrique d'une roche. Cette fabrique résulte de deux mécanismes principaux : (1) l'orientation préférentielle du réseau des minéraux ayant une anisotropie magnéto-cristalline ; (2) l'alignement préférentiel des grains présentant une anisotropie magnétique de forme. La fabrique magnétique des roches est donc la somme des anisotropies de réseau et de forme des différentes populations des minéraux magnétiques. Cet auteur montre également que certains constituants des roches ont la capacité de s'aimanter s'ils sont soumis à un champ magnétique. La mesure de cette aimantation dans toutes les directions de l'espace donnera à son tour naissance à la technique de l'anisotropie de la susceptibilité magnétique (ASM) qui permet de reconstituer les structures géométriques internes des roches apparemment isotropes. Grâce à l'ASM, on arrive à mettre en évidence, la fabrique des granitoïdes. Bouchez (2000), montre par la méthode de susceptibilité magnétique que toutes les roches granitiques présentent une structuration, plus ou moins importante, directement liée à son mode de mise en place. Par ailleurs, ces granitoïdes sont d'une grande importance dans la formation des Chaînes de montagnes. C'est à la faveur des mouvements cisailants dans la lithosphère que le magma granitique se met en place pour former des massifs. C'est le cas de la Chaîne Pan-Africaine d'Afrique Centrale (CPAC), jalonnée de massifs plutoniques qui deviennent de plus en plus dominants dans sa partie centrale. Ces massifs plutoniques sont pour la plupart des massifs granitiques ou syénitiques dont la mise en place reste un challenge. A ce jour, certains de ces massifs ont fait l'objet d'une caractérisation pétrographique, géochimique et géochronologique (Fig. 1). C'est le cas du complexe plutonique de Bandja (Nguessi Tchankam *et al.*, 1997); des granitoïdes de Nkambé (Tetsopgang *et al.*, 1999 ; 2006 ; 2008); du complexe plutonique de Ngondo (Tagné Kamga *et al.*, 1999 ; Tagné Kamga, 2003); des granitoïdes de Bantoum (Nzolang *et al.*, 2003); des granites à l'ouest de Tibati (Njanko *et al.*, 2006 ; Nzenti *et al.*, 2006); des granitoïdes de Ngaoundéré (Tchameni *et al.*, 2006),

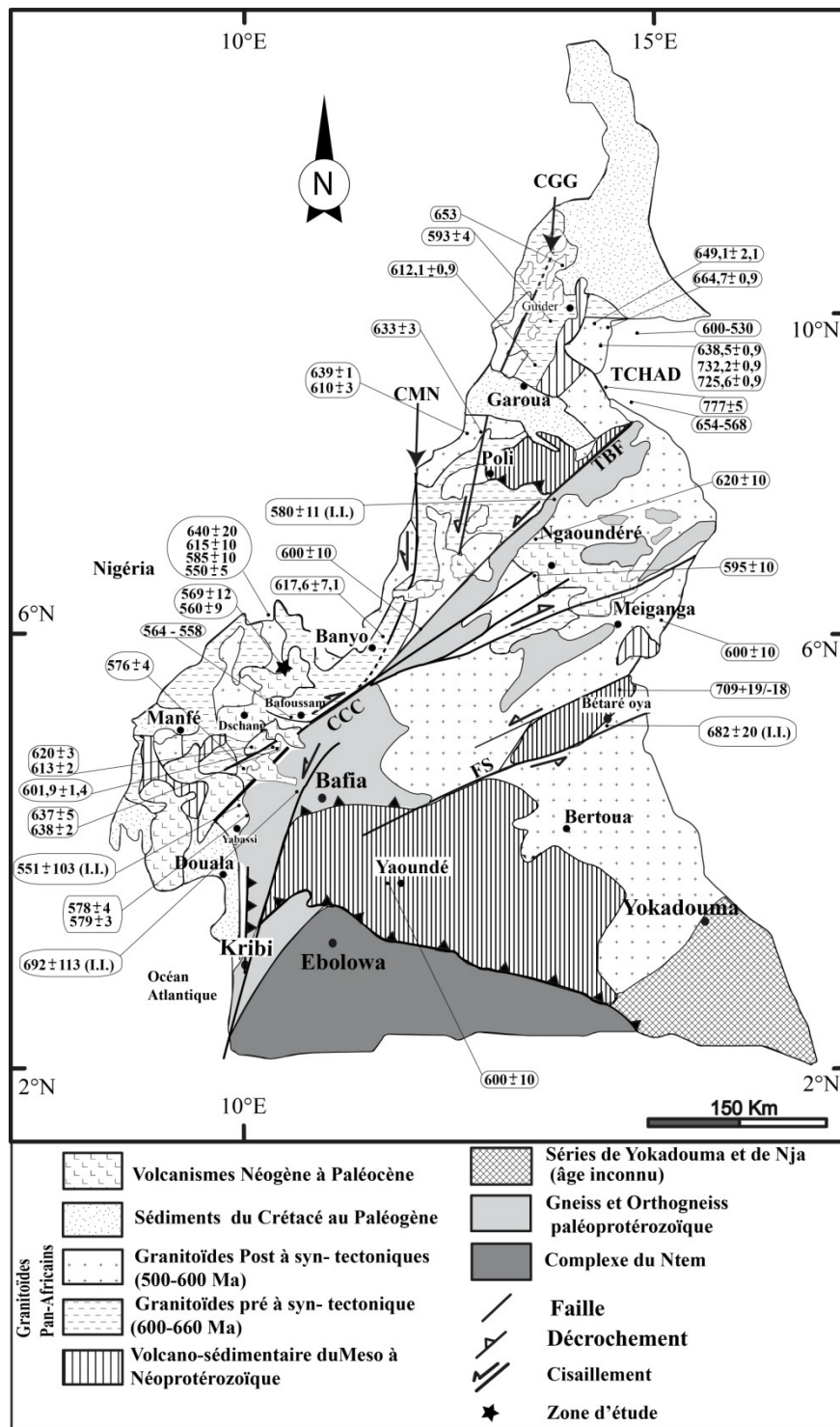


Figure 1 : Carte géologique du Cameroun indiquant la répartition de quelques âges U-Pb et Pb-Pb sur zircon, K-Ar et Rb-Sr dans les zones de cisaillements des domaines Sud, Centre, Nord-Cameroun (Toteu *et al.*, 1987, 2001 ; Liégeois, 1992 ; Nguessi Tchankam and Vialette, 1994 ; Pénaye *et al.*, 2006 ; Njiéak *et al.*, 2008 ; Bouyo Houketchang *et al.*, 2009 ; Kwékam *et al.*, 2010, 2013 ; Dawai *et al.*, 2013 ; Mosoh Bambi *et al.*, 2013). Certains âges U-Pb du Centre-Est Cameroun ont été inclus (Soba *et al.*, 1991 ; Penaye *et al.*, 1993). Les âges sont en Ma. Les âges soulignés sont des âges Pb-Pb sur zircon, I.S. = Intercept Supérieur, I.I. = Intercept Inférieur. CCC = Cisaillement Centre Camerounais ; CMN = Zone de cisaillement de Mayo Nolti ; FS = Faille de la Sanaga ; TBF = Faille de Tcholliré-Banyo. CGG = Zone de cisaillement de Godé-Gormaya.

du pluton granitique de Bangou-Batié (Njiekak *et al.*, 2008); des granites de Bafoussam (Djouka Fonkoué *et al.*, 2008); du bassin de Lom à l'Est du Cameroun (Kankeu *et al.*, 2009); du pluton granitique de Fomopéa et des gabbros-norites de Kékem respectivement (Kwékam *et al.*, 2010 ; 2013); du pluton syénitique de Guider (Dawai *et al.*, 2013); des granites d'Ekomedion (Mosoh Bambi *et al.*, 2013). Il est utile de signaler qu'en général dans ces travaux, l'aspect structural reste peu étudié.

I - Problématique

Au regard des travaux menés jusqu'à présent dans la Chaîne Pan-Africaine d'Afrique Centrale, beaucoup ont été axés sur les caractérisations pétrographiques, géochimiques et même géochronologiques. Très peu d'auteurs se sont occupés de l'aspect structural. Par ailleurs, les granitoïdes constituent pour la plupart, des massifs granitiques mis en place dans les zones de cisaillement et donc ayant enregistré des phases de déformations aussi minimes que soient au cours de leurs processus de mise en place. Ces roches granitiques ne présentent pas toujours des structures visibles et facilement mesurables sur le terrain ; d'où, l'importance de l'étude d'ASM dans le cadre de ce travail afin de déceler ces structures non visibles sur le terrain. Les travaux de Tetsopgang *et al.* (1999 ; 2006 ; 2008) utilisent les résultats d'analyse pétrographique, géochimique, isotopique et géochronologique pour montrer le caractère syn-tectonique des granitoïdes de Misajé. Ceux de Yakeu Sandjo *et al.* (2007) et de Ganno *et al.* (2010) ont permis par la méthode structurale classique de mettre en évidence l'évolution monocyclique et polyphasée des formations de la région à l'Ouest de Nkambé. Toutefois, on note un manque d'informations structurales pour ceux des granites ne présentant pas les marqueurs de la déformation à l'œil nu. Il y'a donc comme un goût d'inachevé par rapport à l'étude structurale de ce pluton. Afin de compléter l'important travail déjà effectué sur le pluton de Misajé, une étude structurale via la méthode d'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique (ASM) détaillée s'avère donc nécessaire pour contraindre la dynamique de mise en place de ce pluton.

Le présent travail est basé sur la susceptibilité magnétique qui mesure la capacité d'une roche à acquérir une aimantation lorsqu'elle est soumise à un champ inducteur. Ainsi, à travers des prélèvements à maille régulière (300-500 m) d'échantillons carottés destinés à des mesures de susceptibilité magnétique, on peut déduire le régime des contraintes, son évolution et partant, l'évolution géodynamique de l'ensemble de la région. En Afrique, cette méthode a déjà montré des résultats satisfaisants comme au Nigeria (Délérès *et al.*, 1996), en Algérie

(Djouadi *et al.*, 1997), à Madagascar (Grégoire *et al.*, 1998), au Burkina Faso (Végas *et al.*, 2007), en Egypte (Greiling *et al.*, 2014) pour ne citer que ceux là. Au Cameroun, par contre, en dehors des travaux de Kankeu *et al.* (2009) portant sur l'étude du socle métamorphique de la localité de Bétaré Oya ; Njanko *et al.* (2010) portant sur le mode de mise en place du pluton granitique de Fomopéa ; Dawaï *et al.* (2013) portant sur la fabrique magnétique de la syénite à quartz de Guider ; Bella Nké *et al.* (2014) portant sur le mode de mise en place du dôme trachytique de Foréké-Dschang ; Tcheumenak *et al.* (2014) mettant en relation le massif de Fomopéa et celui de Bandja pendant le fonctionnement de la bande mylonitique de Fotouni-Fondjomekwet et Yakeu Sandjo *et al.* (2015) portant sur le mode de mise en place du pluton granitique de Bandja, cette nouvelle technique de détermination du mode de mise en place des roches magmatiques et métamorphiques par l'étude d'ASM reste encore très peu utilisée.

Les granites sont par définition des roches à quartz et feldspath alcalin pouvant renfermer des minéralisations en or (filons quartziques), ou en uranium. Le site de Misajé a été choisi de préférence pour :

- sa position entre la Chaîne Panafricaine d'Afrique centrale (CPAC) et la Chaîne Transsaharienne du Bénin-Nigéria. Par conséquence, cette zone est un site approprié pour l'étude comparée de l'évolution structurale des deux chaînes panafricaines ;
- la disponibilité des données géochimiques, minéralogiques et géochronologiques dans les travaux de Tetsopgang *et al.* (1999 ; 2008) et la bonne qualité des affleurements.

II - Objectif de travail

Ce travail, focalisé sur le pluton de Misajé et son encaissant a pour objectif principal de contraindre le contexte géodynamique de mise en place de ce pluton, et de l'intégrer dans l'évolution géodynamique de la Chaîne Panafricaine d'Afrique Centrale au Cameroun (CPAC), voire de la Chaîne Panafricano-brésilienne.

Pour atteindre cet objectif principal, nous nous proposons :

- d'identifier et caractériser sur le plan pétrographique les granitoïdes de Misajé et leurs encaissants métamorphiques,
- de caractériser les structures et microstructures (fabriques magmatiques et magnétiques) de ces granitoïdes et leurs encaissants métamorphiques,
- de démêler l'évolution structurale du pluton de Misajé calquée sur les phases de déformation.

III - Structure de la thèse

Ce travail, en plus d'une introduction générale et d'une conclusion générale, comporte deux parties subdivisées en six chapitres.

L'introduction générale est consacrée à la présentation du contexte de l'étude, de la problématique, des hypothèses et objectifs du travail.

Première partie

Le chapitre I est consacré à la description du cadre naturel de l'étude et à la revue de la littérature. Ce chapitre présente le cadre naturel du secteur d'étude et la revue de la littérature dans la Chaîne Pan-Africaine d'Afrique Centrale au Cameroun en général et dans le secteur d'étude en particulier. Cette revue de la littérature permet de poser clairement le problème lié aux granitoïdes de la Chaîne Pan-Africaine et par ricochet celui de la zone d'étude.

Le chapitre II présente les propriétés magnétiques, le matériel et la méthodologie utilisée dans le cadre du travail.

Deuxième partie

Le chapitre III présente les résultats de l'étude pétrographique

Le chapitre IV est consacré à la présentation des résultats de l'étude structurale et microstructurale.

Le chapitre V présente l'ensemble des données magnétiques obtenues dans la cadre de ce travail.

Le chapitre VI est consacré à la discussion et à l'interprétation des différents résultats obtenus et à la proposition du modèle de mise en place.

En conclusion générale, une synthèse des différents résultats est présentée ainsi que des perspectives axées sur un domaine plus large des granitoïdes de la CPAC au Cameroun.

CHAPITRE I – CADRE NATUREL ET REVUE DE LA LITTERATURE

L'emplacement des roches granitiques le long des zones de cisaillements à l'échelle crustale est assez bien documenté (Corti Giacomo *et al.*, 2005) et les zones de cisaillements majeures sont considérées comme les zones de contrôle du magma ascendant ou les zones de processus de l'emplacement des plutons granitiques (D'Lemos *et al.*, 1992 ; Hutton and Reavy, 1992 ; Brown, 1994 ; Vigneresse, 1995 ; Romàn-Berdiel *et al.*, 1997 ; Rosenberg, 2004). La mise en place et la déformation des plutons granitiques restent un challenge, car la fabrique magmatique n'est toujours pas observée à l'échelle macroscopique comme dans le cas des roches métamorphiques. La forme finale des plutons granitiques est étroitement contrôlée par les marqueurs de la déformation (Castro, 1987 ; Hutton, 1988 ; Pitcher, 1992 ; Vigneresse, 1995, 1999 ; Vigneresse and Clemens, 2000). Les investigations menées sur les intrusions granitiques sont également bien documentées de telle sorte que plusieurs modèles prévisionnels sont proposés (Romàn-Berdiel *et al.*, 1997). Ces modèles montrent l'importance dans l'intrusion, des paramètres tels que (1) l'épaisseur et la longueur de la zone ductile (2), la position du couloir d'épanchement et (3) le volume du magma injecté.

Dans le but d'avoir une meilleure connaissance des caractéristiques morpho-structurales et de l'environnement géodynamique du granite de Misajé, une synthèse des données géographiques et géologiques disponible est ci-dessous présentée.

I.1 - Cadre Géographique

Située à l'Ouest-Cameroun dans la région du Nord-Ouest (Département de Dunga Mentung), entre 6°33'et 6°45' de latitude Nord et 10°30' et 10°40' de longitude Est, la zone d'étude couvre une superficie d'environ 430 Km². Le relief est constitué de collines arrondies herbacées ou couvertes d'arbustes. Du point de vue géomorphologique, sa particularité réside dans la présence des petites buttes arrondies ou allongées. Malgré la diversité des altitudes observées dans la zone d'étude (Fig. 2), cette morphologie peut être regroupée en trois grandes unités (l'unité géomorphologique I, l'unité géomorphologique II et l'unité géomorphologique III) allant des basses aux hautes altitudes.

L'unité géomorphologique I (Fig. 2) couvre des espaces dont les altitudes sont < 800 m. Essentiellement localisée au NE du massif, elle comprend la localité de Mbandé et ses environs. Cette unité isole des reliefs < 800 m, formant par endroits de petites collines. Cet ensemble est drainé par des cours d'eau dont les directions sont imposées par les fractures

avec localement des courbures brusques. Sur le plan lithologique, cette unité géomorphologique est constituée des orthogneiss à biotite et amphibole.

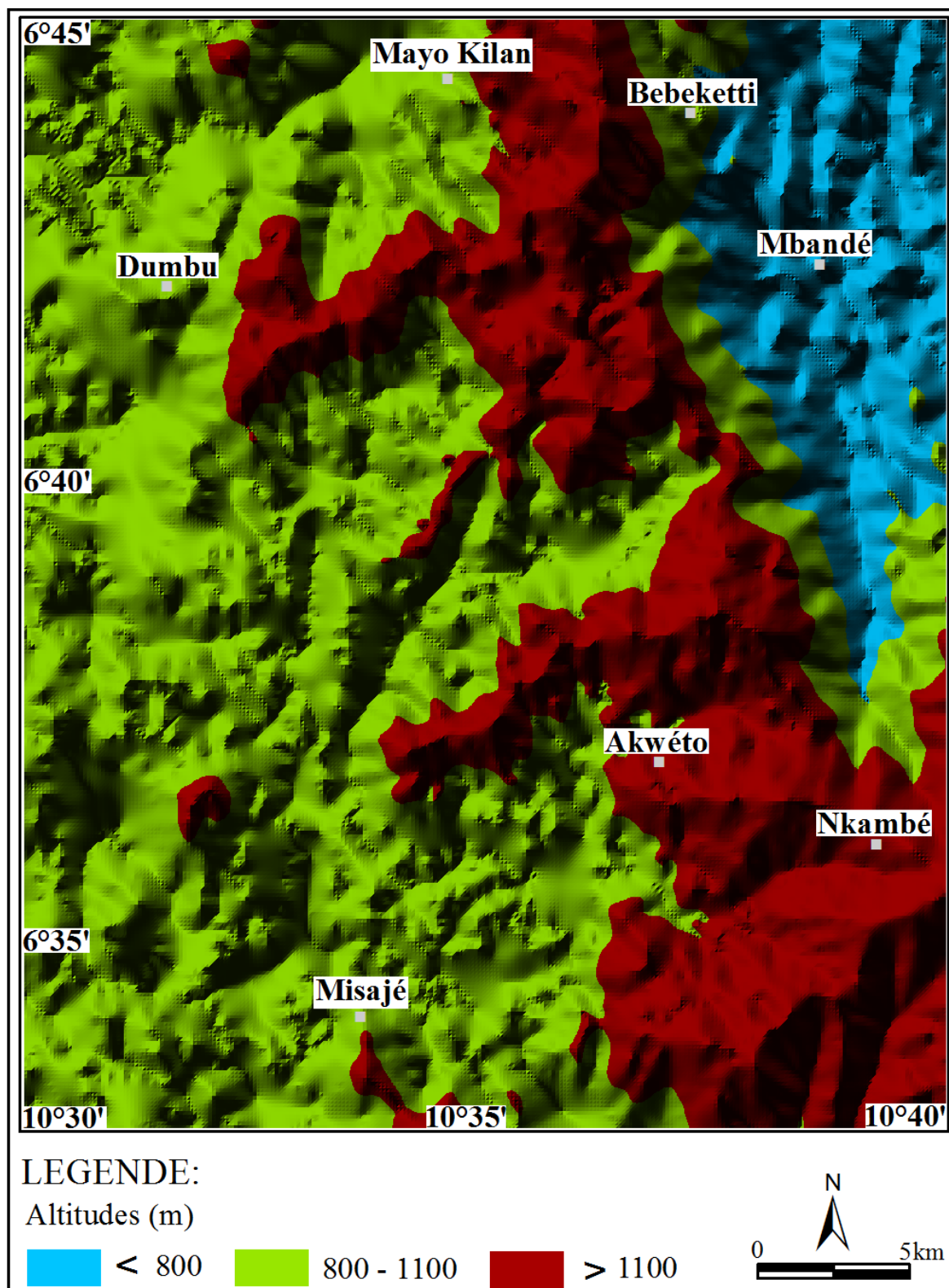


Figure 2 : Modèle Numérique d'Altitude (MNA) du secteur d'étude. Extrait de la carte forestière de Nkambé 4A au 1/50000.

L'unité géomorphologique II (Fig. 2), constituée des altitudes moyennes (altitudes comprises entre 800 et 1100 m) est la plus vaste du secteur d'étude. Elle est caractérisée par un relief arrondi et un réseau hydrographique de type dendritique. C'est un ensemble qui marque grossièrement la transition entre les zones des basses et de hautes altitudes. Cette unité couvre grossièrement les localités de Misajé, Dumbu, Mayo Kilan et Bebeketti. Sur le plan lithologique, cette unité est constituée des formations du pluton (granodiorite, granite à biotite et amphibole, granite à biotite et granite leucocrate).

L'unité géomorphologique III (Fig. 2) est caractérisée par des altitudes dont les valeurs sont > 1100 m. Cette unité couvre le secteur SE (localité de Nkambé) et le Nord du massif. Des poches sont aussi observées au NE et au Sud de Misajé et au Nord de Dumbu. Cette unité est caractérisée par des reliefs allongés, constituée des formations volcaniques qui couvrent les formations plutoniques du secteur d'étude.

I.2 - Cadre Géologique : description des principales zones orogéniques de la Chaîne Pan-Africaine d'Afrique Centrale

La Chaîne Pan-Africaine d'Afrique Centrale (CPAC) se définit comme un vaste domaine limité à l'Ouest par la Chaîne Trans-Saharienne située à l'Ouest du Craton Ouest-Africain et au Sud par la bordure nord du Craton du Congo. Il s'agit d'une méga-ceinture orogénique qui traverse plusieurs territoires (Nigéria, Cameroun, République Centrafricaine, Tchad). Cette Chaîne présente les caractéristiques d'une Chaîne de collision (Toteu *et al.*, 2004), avec des nappes externes d'extension régionale, un métamorphisme granulitique de haute pression, une migmatisation intense, des décrochements à l'échelle régionale et la présence de dépôts molassiques (Toteu *et al.*, 2004). Elle est en effet le résultat d'une convergence entre le craton Ouest-Africain, le craton du Congo-Sao Francisco et le métacraton Sahaérien pendant l'assemblage du Gondwana Ouest (Casting *et al.*, 1994, Abdelsalam *et al.*, 2002, Ngako et Njonfang, 2011)

Pour une bonne compréhension du fonctionnement de la CPAC, les travaux antérieurs menés sur ses différents segments (au Nigeria, en République Centrafricaine, au Tchad et au Cameroun) sont ici résumés.

1.2.1 - La CPAC au Nigeria

Deux domaines séparés par un linéament majeur méridional sont distingués dans le socle Précambrien nigérian : le domaine du Nigeria occidental et le domaine du Nigeria oriental (Ferré *et al.*, 1996).

Le domaine occidental comprend : (i) un socle Archéen à Paléoprotérozoïque réactivé par l'orogénèse Pan-Africaine, constitué des gneiss tonalitiques de type TTG et des metabasites possédant des caractéristiques de roches vertes (Pidgeon *et al.*, 1976; Caby et Arthaud, 1987); (ii) divers métasédiments comprenant des assemblages de métamorphisme des faciès des schistes verts dominant disposés en synformes allongés N-S (Turner, 1983; Rahaman, 1988) ; (iii) des intrusions de granitoïdes calco-alcalins datées entre 621 et 585 Ma recoupant l'ensemble des roches précédentes (Tubosun, 1983).

Le domaine oriental est composé de granulites, migmatites et granites. Il résulte de la réactivation par l'orogénèse Pan-Africaine d'un socle Paléoprotérozoïque (Dada, 1989; Dickin *et al.*, 1991) ou Archéen (Ferré *et al.*, 1996; 2002). Plusieurs analyses sur différents zircons extraits des leucosomes et mélanosomes des migmatites du Nigeria oriental (Ferré *et al.*, 1996) et en plus les analyses de populations distinctes de zircons issus de divers granitoïdes par la méthode U-Pb (Dada *et al.*, 1989) ont permis de fixer l'âge de la migmatisation autour de 580 Ma. Quatre phases de déformation sont distinguées dans ce domaine :

La phase D₁, observée dans des granites à biotite-muscovite en feuillets, correspond à une tectonique de nappes comportant une foliation plate et des linéations E-W indiquant un transport vers l'est. Elle est datée à 640 ± 20 Ma (U-Pb sur zircon) et est associée à un métamorphisme granulitique de haute pression (Ferré *et al.*, 2002).

La deuxième phase de déformation D₂, à la fois observée dans les granites à biotite-muscovite et certaines migmatites, développe une foliation à faible pendage vers l'ouest, portant une linéation qui indique un déplacement vers le nord du bloc supérieur. Des âges concordants U-Pb sur zircons ont permis de dater cette phase entre 623 et 605 Ma (Van Breemen *et al.*, 1977; Dada *et al.*, 1993).

La troisième phase de déformation D₃, observée dans des granites à biotite-hornblende et migmatites, correspond à une tectonique transcurrente comprenant des cisaillements dextres

N-S à NNE-SSW, responsables du plissement et du redressement des anciennes structures, réorientées vers l'Ouest (Ferré *et al.*, 2002). Des décrochements de largeur kilométrique sont également associés à cette phase datée entre 598 et 577 Ma par la méthode U-Pb sur zircon (Dada *et al.*, 1989; Ferré *et al.*, 1996; 1998). Les phases D₂ et D₃ sont contemporaines de la migmatisation (Ferré *et al.*, 2002).

Enfin, la quatrième phase de déformation D₄ développe une fabrique mylonitique subverticale dans des couloirs N-S à NNE-SSW, correspondant à des décrochements dextres (Turner, 1986). Les microstructures du quartz, dominées par la présence des extinctions ondulantes, ainsi que la transformation de la biotite en chlorite dans les plans C, indiquent que ces mylonites se forment dans des conditions de températures supérieures à 350°C. L'âge maximum de cette phase, déterminé par la méthode Rb-Sr sur biotite, en tenant compte de la température de fermeture de ce minéral qui est sensiblement de ~350°C est de 560 Ma (Ferré *et al.*, 1996).

1.2.2 - La CPAC en République Centrafricaine

Les manifestations de l'orogénèse Pan-Africaine sont regroupées en trois types dans sa partie centrafricaine, au nord du craton du Congo (Lavreau, 1982 ; Cornaccia et Giorgi, 1986 ; Pin et Poidevin, 1987 ; Lavreau *et al.*, 1990).

(1) La partie sud, qui comprend le Nord du craton du Congo et ses bordures, est constituée d'un socle Archéen et Paléoprotérozoïque surmonté de séquences sédimentaires d'âge Néoprotérozoïque. Ce socle comprend : (i) un complexe métamorphique basique de haut grade (amphibolites, pyroxénites et amphibolo-pyroxénites de Mbomou), dans lequel le métamorphisme a été daté à 2900 Ma par la méthode U-Pb sur zircons (Lavreau, 1982); (ii) des séries charnockitiques et gneissiques interprétées en partie comme des témoins d'une zone de collision pré-Pan-Africaine réactivée lors de l'orogénèse Pan-Africaine ; (iii) des ceintures de roches vertes (basaltes tholéïtiques, andésites, itabirittes, grauweekes et tufs rhyodacitiques) associées à divers granitoïdes d'âge Archéen (Cornaccia et Giorgi, 1986) formant des ensembles allongés NNW-SSE (ceintures de Dekoa et des Bandas), probablement datés entre 3 et 2,5 Ga (Lavreau *et al.*, 1990) ; (iv) des séries métamorphiques représentées par une unité inférieure (quartzite, micaschistes à grenat, orthogneiss, amphibolite) souvent migmatitique et une unité supérieure (quartzite, chloritoschiste), recoupé par des granitoïdes

éburnéens datés à 2,1 Ga par la méthode U-Pb (Poidevin et Pin, 1986). Une évolution monocyclique a été suggérée pour ces séries (Lavreau *et al.*, 1990).

(2) La partie centrale correspond à un ensemble complexe comprenant des roches (gneiss, migmatites, metabasites, métasédiments et granites) d'âges Archéen et Protérozoïque inférieur constituant un socle ancien sur lequel sont charriées des nappes de granulites et de gneiss pan-africains (Lavreau *et al.*, 1990).

(3) Au Nord et au Nord-Est de la République Centrafricaine, on retrouve essentiellement des granites d'âge Néoprotérozoïque associés à des orthogneiss et migmatites, ainsi que des granulites et charnockites panafricaines datées à 833 ± 66 Ma par la méthode U-Pb sur zircon (Pin et Poidevin, 1987). Les décrochements pan-africains tardifs qui limitent au Sud cette partie sont réactivés en failles normales au Crétacé moyen (Poidevin et pin, 1986).

1.2.3 - La CPAC au Tchad

Les formations du socle précambrien affleurant au Tchad sont réparties entre les massifs de Mbaïbokoum au Sud, le massif de Ouaddaï à l'Est, le massif du Guéra au Centre, le massif du Tibesti au Nord, et le massif du Mayo Kebbi au Sud-Ouest. Elles couvrent entre 15 et 20 % de la surface du territoire.

Le massif de Mbaïbokoum se caractérise par une abondance de granitoïdes syntectoniques contenant des enclaves de roches métamorphiques (schistes graphiteux, quartzites, micaschistes et amphibolites) et recoupées par des intrusions granitiques tardives (Black, 1992). Ces intrusions sont datées à 654 et 568 Ma par la méthode K-Ar (Mbaïtoudji, 1982) et Rb-Sr sur roche totale (Liégeois, 1992).

Le massif de Ouaddaï est principalement constitué d'une association de granitoïdes, de gneiss et de migmatites au Nord, tandis qu'au Sud il comprend les roches des groupes métavolcanosédimentaires représentées par des quartzites, des micaschistes et des amphibolites (Kasser, 1995). Des intrusions circonscrites de granites alcalins, syénites et syénogabbros marquent le dernier épisode magmatique de ce domaine. Ces intrusions sont datées à 590 et 550 Ma par la méthode Rb-Sr sur roche totale (Liégeois, 1992).

Le massif du Guéra ou massif central tchadien est essentiellement constitué des granitoïdes dominés par des granites hétérogènes, parfois décrits comme granites anciens

(Vincent, 1956). Ces roches souvent déformées affleurent largement dans la moitié nord du massif central et sont recoupées par les granites jeunes, plus homogènes et non déformés.

Le massif du Tibesti est constitué du Tibestien supérieur au Nord du massif volcanique du Tibesti et du Tibestien inférieur au Sud. Le Tibestien inférieur est constitué : (1) de roches métasédimentaires et de métavolcanites (Wacrenier, 1958) ; (2) d'un ensemble d'amphibolites granoblastiques, localement migmatitiques, associées à divers gneiss et granitoïdes. Des âges Rb/Sr compris entre 1250 et 820 Ma ont été obtenus dans le Tibestien inférieur (El Makhrouf, 1988). Le Tibestien supérieur est constitué de roches détritiques faiblement métamorphisées (Kasser, 1995). Diverses intrusions calco-alkalines datées entre 600 et 530 Ma (séries magmatiques du Super-Tibestien et batholite de Ben Ghnema, séries magmatiques d'Eghei, pluton de Wadi Yebigue) recoupent les formations du Tibestien inférieur et supérieur (El Makhrouf, 1988 ; Suayah *et al.*, 2006)

A la suite des travaux de Doumnang (2006), Penaye *et al.* (2006) et Pouclet *et al.* (2006), Isseini *et al.* (2012), plusieurs générations d'intrusions magmatiques sont distinguées dans le Mayo Kebbi. Ce sont les intrusions gabbro-dioritiques G1, équivalentes au complexe mafique et intermédiaire, les intrusions tonalitiques G2, les granitoïdes G3a et les intrusions G3b. Ces dernières comprennent des diorites, granites, granodiorites et charnockites post-tectoniques. La formation de la série de Zalbi dans le Mayo Kebbi est datée à 777 ± 5 Ma (méthode U-Pb, Doumnang (2006)).

1.2.4 - La CPAC au Cameroun

La Chaîne Pan-Africaine d'Afrique Centrale au Cameroun occupe la majeure partie des formations du Précambrien et borde la partie nord du complexe Archéen à paléoprotérozoïque de Ntem (Fig. 3). Cette Chaîne, encore appelée Chaîne Pan-Africaine Nord Equatoriale d'Afrique Centrale (Nzenti *et al.*, 1988) est caractérisée par : (i) des gneiss migmatitiques et des granulites d'âge Paléoprotérozoïque (Penaye *et al.*, 1989) ; (ii) des séquences volcano-sédimentaires métamorphisées et déformées du Méso-à Néoprotérozoïque (Nzenti *et al.*, 1988) et (iii) des granitoïdes syn-tectoniques à affinité calco-alkaline intrudés dans les gneiss (Tagné Kamga, 2003 ; Njanko *et al.*, 2006 ; Tchameni *et al.*, 2006 ; Ganwa *et al.*, 2008 ; Tetsopgang *et al.*, 2008 ; Kwékam *et al.*, 2010). Cette Chaîne est aussi caractérisée par plusieurs zones de cisaillement (Ngako *et al.*, 2008) telles que la zone de cisaillement de Mayo Nolti (CMN); la zone de cisaillement de Goldé-Gormaya (CGG); la zone de

cisaillement de Balché (CB); la zone de cisaillement du Bufle Noir-Mayo Baleo (BNMB); le Cisaillement Centre Camerounais (CCC) (Ngako *et al.*, 1991 ; 2003 ; Njanko *et al.*, 2006 ; Njonfang *et al.*, 2008) ; la zone de cisaillement de la Sanaga (CS) (Ngako *et al.*, 2003, 2008) et la zone de cisaillement du Rocher du Loup (CRL) (Fig. 4). Plusieurs modèles tentent d'expliquer le mécanisme de formation de la Chaîne Pan-Africaine d'Afrique Centrale. Le plus récent (Ngako et Njonfang, 2011), considère la Chaîne Pan-Africaine d'Afrique Centrale au Cameroun comme le résultat de la convergence entre le Craton Ouest Africain, le Craton du Congo-Sao-Francisco avec l'énigmatique métacraton Est Saharien (Abdelsalam *et al.*, 2002) pendant l'assemblage du supercontinent (le Gondwana).

La déformation au sein de la Chaîne Pan-Africaine d'Afrique Centrale n'est pas homogène. Trois domaines géotectoniques y sont reconnus (Toteu *et al.*, 2004) (Fig. 4) : (1) le domaine nord Cameroun, (2) le domaine de l'Adamaoua ou du Centre, et (3) le domaine de Yaoundé ou du Sud Cameroun.

Le domaine nord Cameroun dans lequel se trouve notre secteur d'étude est aussi appelé domaine ouest Cameroun (Bouyo Houketchang *et al.*, 2009) ou domaine nord-ouest Cameroun (Toteu *et al.*, 2004 ; Penaye *et al.*, 2006), en relation avec sa localisation au Nord-ouest de la faille Tcholliré-Banyo (Fig. 3). Au Sud et Sud-Ouest, il est séparé du domaine centre Cameroun par la faille Tcholliré-Banyo, et à l'Est il est rattaché au domaine Mayo Kébbi. Sa limite ouest reste encore floue. Toutefois, les études antérieures (Ferré *et al.*, 1996, 2002 ; Ekwueme et Kröner, 1998 ; Toteu *et al.*, 2004) considèrent ce domaine comme un prolongement nord-est du domaine Nord-Est Nigeria. Les travaux (Penaye *et al.*, 1989, 1993, 2006 ; Bouyo Houketchang *et al.*, 2009, 2015, 2016) menés dans ce domaine permettent de distinguer cinq unités : (1) le groupe de Poli, (2) les granitoïdes pré- à syn-tectoniques, (3) les granitoïdes syn- à tardi-tectoniques, (4) les granitoïdes post-tectoniques et (5) les bassins de dépôt molassiques. L'évolution polyphasée décrite dans ce domaine est marquée par trois phases de déformation: (1) une phase de déformation D_1 tangentielle, très souvent oblitérée par des phases ultérieures et dont le métamorphisme d'âge Néoprotérozoïque associée, est caractérisé par des paragenèses du faciès des amphibolites dans lesquels se retrouvent des reliques de paragenèses du faciès granulitique de HP (Nzenti *et al.*, 1992); (2) une phase de déformation D_2 révélée dans le faciès des amphibolites, synchrone d'une intense migmatisation (Ngako, 1986 ; Nzenti *et al.*, 1992) et contemporaine de la mise en place des granitoïdes calco-alcalins syntectoniques datés entre 610 - 580 Ma (Toteu *et al.*, 2001, 2006);

(3) une phase de déformation D_3 responsable des grands décrochements dextres E–W et des plis d’entraînement E–W à N–S.

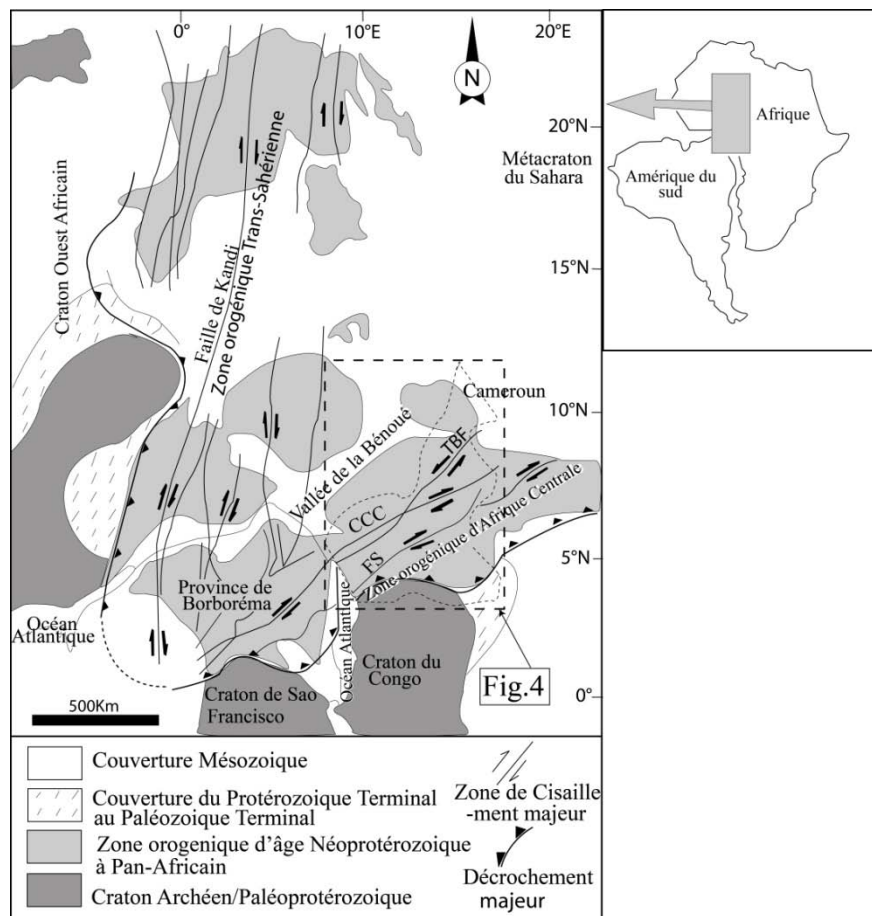


Figure 3 : Reconstitution géologique précambrienne de l’Afrique (domaine Centre-Ouest) et de la Province NE du Brésil (d’après Caby *et al.* (1991) modifiée par Abdelsalam *et al.* (2002)). CCC = Cisaillement Centre Camerounais ; FS : Faille de la Sanaga ; TBF : Faille de Tcholliré-Banyo.

Le domaine centre Cameroun, encore dénommé domaine Adamaoua, s’étend entre le domaine sud Cameroun au Sud et le domaine nord Cameroun au Nord. Dans la partie Sud, la transition entre le domaine centre Cameroun et le domaine sud se fait par le groupe de Bafia alors qu’au Nord, ce domaine est limité du domaine nord par la faille de Tcholliré-Banyo (Toteu *et al.*, 2001 ; Njanko *et al.*, 2006) (Fig. 3). Ce domaine se poursuit en République Centrafricaine, où il est connu sous le nom de domaine Yadé, d’où l’appellation « domaine Adamaoua-Yadé » souvent employée. Ce domaine est caractérisé par la présence de grands décrochements comme le Cisaillement Centre Camerounais (CCC) de directions N30°E et N70°E (Ngako *et al.*, 2003). Au sein de ce domaine, on note une présence de plutonites (Nzenti *et al.*, 1999) pour la plupart syntectoniques et orthogneissifiées d’âge Pan-Africain (630–545Ma) (Kwékam, 1993 ; Toteu *et al.*, 2001 ; Nzolang *et al.*, 2003) intrudant des gneiss

d'âge Eburnéen datés autour de 2100 Ma (âge U/Pb sur zircon) (Toteu *et al.*, 2001 ; Penaye *et al.*, 2004 ; Ganwa *et al.*, 2008, 2011), d'où leur caractère polyorogénique. D'après ces auteurs, ce domaine serait celui d'un ancien continent d'âge Archéen à Paléoprotérozoïque recyclé au Panafricain. Ces plutonites, mises en place dans une zone interne de marge active panafricaine, sont de type I et ont des affinités calco - alcalines à tendance hyperpotassique (Tagné Kamga, 2003) et à caractéristique shoshonitique (Njonfang *et al.*, 2006 ; 2008). Les processus qui contrôlent leur mise en place seraient la cristallisation fractionnée sans ou avec faible contamination crustale (Nzolang *et al.*, 2003 ; Kwékam, 2005 ; Njanko *et al.*, 2006 ; Tchameni *et al.*, 2006 ; Ganwa *et al.*, 2008). L'étude structurale met en évidence trois phases de déformation (D_1 , D_2 , D_3). La phase D_1 , associée à un métamorphisme du faciès des amphibolites de haut degré, développe une schistosité S_1 , une linéation L_1 , un cisaillement C_1 , des structures S-C et des plis P_1 . La phase D_2 associée à un métamorphisme du faciès des amphibolites de degré moyen, est une phase de tectonique transcurente avec des intrusions Syn- D_2 , qui se mettent en place parallèlement aux structures régionales (Nzenti *et al.*, 1998 ; Njanko *et al.*, 2006). Cette phase est caractérisée par une schistosité de plan axial S_2 et une linéation d'étirement minéral L_2 , des plis P_2 , des cisaillements C_2 . La phase D_3 essentiellement cassante est caractérisée par la mise en place des diaclases et des filons. Cependant cette phase est liée à la mise en place des grandes structures régionales comme le Cisaillement Centre Camerounais (CCC) et la Faille de la Sanaga (FS).

Le domaine sud Cameroun est limité au Nord par la faille de la Sanaga et la série de Bafia dans sa partie Nord-ouest et au Sud par la bordure nord du Craton du Congo (Nzenti *et al.*, 1988 ; Ngnotué *et al.*, 2000). C'est un domaine composé essentiellement de méta-sédiments déposés dans un environnement de marge passive et métamorphisés dans les conditions de haute pression à 616 Ma (Nzenti *et al.*, 1988 ; Ngnotué *et al.*, 2000, Owona *et al.*, 2011). Il est à évolution polyphasée et monocyclique et les unités méta-sédimentaires qui s'y trouvent sont considérées comme dérivant des pelites et des grauwackes, soit dans un bassin continental, ou dans un environnement de type marge passive (Nzenti *et al.*, 1988 ; Ngnotué *et al.*, 2000). Au sein de ces ensembles, on retrouve quelques plutons dioritiques métamorphisés et à caractère calco-alcalin (Mvondo *et al.*, 2003). Les études géochronologiques à partir des isotopes Rb – Sr, U – Pb et Sm – Nd, révèlent la présence de quelques granulites d'âge Eburnéen (2,1 Ga) (Toteu *et al.*, 1994) ainsi que des formations rajeunies sous haute température au Pan-Africain (620 Ma) (Toteu *et al.*, 1994).

Le domaine sud Cameroun présente dans l'ensemble une tectonique transpressive (Ngako et Njonfang 2011 ; Mvondo *et al.*, 2007 ; Nkoumbou *et al.*, 2014). Néanmoins, deux phases de déformation majeures sont identifiées (Nédélec *et al.*, 1986 ; Nzenti *et al.*, 1988 ; Ngnotué *et al.*, 2000) : (1) une phase D₁ engendrant un litage tectonique antérieur à la mise en place d'amas dioritiques calco-alcalins et responsable de la formation des structures en nappes ayant conduit au métamorphisme de haute pression (Mvondo *et al.*, 2007) ; (2) une phase D₂ tangentielle, responsable du chevauchement des formations sur le Craton du Congo (Toteu *et al.*, 2004). Cette deuxième phase est également décrite d'après Mvondo *et al.* (2003) comme étant une phase transpressive.

Dans l'ensemble, quatre phases tectoniques sont reconnues dans la Chaîne Pan-Africaine au Cameroun (Toteu *et al.*, 2004). Une phase D₁ d'aplatissement correspondant aux nappes tectoniques Pan-Africaines vers l'Est. Une phase D₂ considérée comme le résultat d'un raccourcissement E-W, induisant un mouvement transcurrent NE-SW ; les phases D₁ et D₂ sont associées aux linéations d'étirement N100-140°E et sont datées entre 633 ± 5 Ma et 624 ± 3 Ma dans le domaine Nord-Cameroun. Une phase D₃ liée aux mouvements de cisaillement senestres N-S et NE-SW, datée entre 600-580 Ma, rattachée aux domaines centre et nord. Une phase D₄ caractérisée par des cisaillements dextres N80-110°E datée à 570 Ma. Toutefois à Misajé la phase D₁ de déformation est caractérisée par un métamorphisme d'orientation E-W, la phase D₂ est datée entre 569 ± 12 Ma 560 ± 9 Ma dans le granite à biotite et amphibole et le granite à biotite (Tetsopgang *et al.*, 2008). Alors que la phase D₃, responsable de la mylonitisation de la partie « est » du massif est datée à 532 ± 35 Ma.

I.3 – Modèles tectoniques

L'interprétation tectonique globale de la Chaîne Pan-Africaine d'Afrique Centrale se heurte à deux grandes questions : (1) sa configuration paléogéographique et (2) sa tectonique. La chaîne semble marquée par deux grandes directions tectoniques, une direction N-S sur la bordure Est du Craton Ouest-Africain (Affaton *et al.*, 1991 ; Casting *et al.*, 1993, 1994) et une direction E-W sur la bordure Nord du Craton du Congo (Rolin, 1992 ; Trompette, 1994). La signification paléogéographique de cette dualité de direction ne fait pas l'unanimité. L'intensité des déformations suivant une coupe E-W sur une distance de plus de 1500 km entre les cratons Ouest-Africain et du Congo, suggère des mécanismes tectoniques relativement complexes.

Ngako *et al.* (2008) et Ngako et Njonfang (2011), décrivent dans la Chaîne Pan-Africaine d'Afrique Centrale, un phénomène d'épaississement crustal, datée à 630 - 620 Ma. Ce phénomène, caractérisé par un décrochement latéral dextre et sénestre est matérialisé par les formations du Néoprotérozoïque de Yaoundé, qui induit l'enfouissement de la croûte surélevée au Nord dans les conditions métamorphiques HT-HP du faciès des granulites. La phase de décrochement latéral sénestre, datée entre 613 et 585 Ma renferme des empreintes de la déformation enregistrées dans les zones de cisaillement N-S de Baché (Buffle-Noir-Mayo Baléo (BNMB)) au Nord-Cameroun et la faille de la Sanaga. Cette phase de décrochement renferme aussi des cisaillements secondaires de Mayo-Nolti (CMN) et celles de Godé-Gormaya (CGG) de direction N-S (Ngako *et al.*, 2008). La phase de décrochement latéral dextre, datée entre 585 et 540 Ma est enregistrée dans deux zones de cisaillement : les cisaillements de Demsa et de la Vallée des Roniers, tous de direction générale E-W.

Dans le but de mieux comprendre les différents modèles proposés pour expliquer le fonctionnement de cette chaîne, il est important d'évaluer l'orientation des fabriques préservées dans les roches, leurs déformations ainsi que leurs magnitudes.

I.4. – Etat des connaissances sur les granitoïdes de la CPAC au Cameroun

De nombreux travaux de recherche (Soba, 1989 ; Tchouankoué, 1992 ; Talla, 1995 ; Nguessi Tchankam *et al.*, 1997 ; Tagné Kamga, 2003 ; Nzolang *et al.*, 2003 ; Kwékam et Njonfang (2004) ; Njanko *et al.*, 2006, 2010 ; Nzenti *et al.*, 2006 ; Njonfang *et al.*, 2006, 2008 ; Tchameni *et al.*, 2006 ; Djouka-Fonkoué *et al.*, 2008 ; Ngako *et al.*, 2008 ; Njiékak *et al.*, 2008 ; Kwékam *et al.*, 2010 ; Dawäi *et al.*, 2013 ; Mosoh Bambi *et al.*, 2013) ont été effectués sur les granitoïdes de la Chaîne Pan-Africaine d'Afrique Centrale au Cameroun. Ces travaux, à l'exception de ceux de Njanko *et al.* (2006, 2010), Ngako *et al.* (2008), Njiékak *et al.* (2008), Njonfang *et al.* (2008), Dawäi *et al.* (2013), ont principalement porté sur la pétrologie et la géochimie, au détriment de l'aspect structural.

Soba (1989), dans la série de Lom (considérée comme bassin intracratonique) situé à l'Est du Cameroun, distingue les métadiorites, les métagranites de type-S, les granites d'anatexie et les monzosyenites subalcalines.

Tchouankoué (1992), note que le complexe syénitique de Bagangté est composé de syénite et monzonite à pyroxène et amphibole. La thermométrie sur amphibole indique que ces roches ont cristallisé à des températures variant de 500° à 1100°C, à une profondeur de 7 à

10 km dans la croûte continentale. Ce sont des roches intermédiaires ($49 \% < \text{SiO}_2 < 61 \%$), métalumineuses et ultrapotassiques, datées à 630 – 606 Ma par la méthode Rb/Sr sur roche totale. Les rapports initiaux $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sont interprétés comme témoin d'une source mantellique enrichie en LILE.

D'après Talla (1995), Le complexe plutonique de Batié, situé au NE de Bandja s'est mis en place sous forme de dôme syn à tardi- cinématique, aplati au toit et étiré NE-SW. Il est constitué de granites à biotite et hornblende et à biotite seule, de monzodiorite et de granodiorite. Ce sont des granitoïdes calco-alcalins fortement potassiques, métalumineux à moyennement hyperalumineux. Leurs rapports initiaux $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \approx 0,7076$ suggèrent une origine mantellique avec apport de la croûte continentale. Par la méthode U-Pb sur zircon, Njiékak *et al.* (2008) proposent pour le complexe plutonique de Batié des âges à $602 \pm 1,4$ Ma et suggèrent pour ce complexe une mise en place syn-cisaillement.

D'après Nguessi Tchankam *et al.* (1997), le complexe magmatique de Bandja, orienté N30°E est formé de deux ensembles : (1) les gneiss orthodérivés anté- à syn-D₁ et les charnockites syn-D₁, et (2) les granites à mégacristsaux de feldspath potassique peu déformé, syn- à tardi-D₂. Les charnokites sont datés à 640 – 580 Ma (U/Pb sur zircon) (Nguessi Tchankam *et al.*, 1997) et les granites à mégacristsaux de feldspath sont datés à 557 ± 8 Ma (Rb/Sr sur roche totale). La forme cartographiée des deux entités géologiques (lames allongées parallèlement à la direction structurale régionale NE-SW), la cinématique et la dynamique que dégage l'ensemble des structures permettent d'envisager une mise en place syn-cinématique par intrusions successives en lames parallèles d'après un modèle de « pull-apart ».

Tagné Kamga (2003) note trois principaux groupes de roches dans le massif de Ngondo : les monzodiorites quartziques et granodiorites, les granites à grain fin et les granites porphyroïdes (monzonite quartzique et granite ss) de Solè. Ces intrusions forment un complexe métalumineux à faiblement hyperalumineux, fortement potassique, calco-alcalin à subalcalin ferro- potassique, avec des compositions minéralogiques et géochimiques de granites de type-I. Les âges apparents Rb-Sr compris entre 713 et 609 Ma sont respectivement obtenus sur les granites à grain fin et les monzodiorites et granodiorites. Le massif de Ngondo se serait déformé à l'état visqueux, puis à l'état plastique à haute température (autour de 550°C) et se serait mis en place en contexte syn-cinématique dans une zone de cisaillement senestre de direction N30°E et à composante compressive WNW-ESE.

Nzolang *et al.* (2003) note que la région de Bantoum, située aux environs de Banganté, est caractérisée par la présence des gneiss migmatitiques, des amphibolites, des monzonites quartzifères, des granites à biotite, des leucogranites à deux micas et des filons granitiques. Toutes ces roches sont fortement potassiques et définissent une évolution calco-alcaline. Les rapports initiaux calculés à 620 Ma (âge moyen de l'orogénèse panafricaine) indiquent $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (620 Ma) = 0,707 – 0,708 pour les monzonites quartziques, 0,711 – 0,713 pour les granites à biotite et 0,715 pour les leucogranites. Ils ont ϵ_{Nd} (620 Ma) fortement négatifs (-19 à -11) et les âges modèles T_{DM} varient de 1,9 à 2,9 Ga.

Kwékam et Njonfang (2004) et Kwékam *et al.* (2010) dans le massif de Fomopéa mettent en évidence une lame de granite syn- à tardi- cinématique (Syn- D_2), parallèle à la schistosité régionale $N30^\circ\text{E}$ et constituée de trois unités pétrographiques : les granitoïdes à biotite et hornblende (monzodiorite quartzique, monzogranite à grain moyen et monzogranite à mégacristsaux de feldspath alcalin), les syénogranites à édénite de Fontsa-Toula et les monzogranites à biotite de Baloum. Kwékam *et al.* (2010) déterminent par U-Pb sur zircon un âge Pan-Africain à 620 ± 3 Ma pour les diorites et 613 ± 2 Ma pour les monzodiorites à quartz. Ces auteurs proposent pour le massif de Fomopéa un modèle géodynamique transpressif syn- à post - collisionnel pour lequel une délamination lithosphérique linéaire prend naissance dans le CCC, induisant ainsi la fusion partielle du manteau et de la croûte inférieure et facilitant de ce fait l'ascension des magmas. Par ailleurs, Njanko *et al.* (2010) révèlent pour le massif de Fomopéa une évolution structurale polyphasée : la phase de déformation D_1 , de direction ENE-WSW, daté à 622 - 613 Ma, est responsable de la mise en place du massif de Fomopéa, la phase de déformation D_2 , de direction N-S, daté à 613-590 Ma, décrit dans les monzogranites à biotite induit le cisaillement senestre, la phase de déformation D_3 , de direction NNE-SSW et daté à 572 Ma induit le cisaillement dextre. Cet événement tectonique est également responsable de la déformation mylonitique des roches granitiques enregistrée dans la zone de cisaillement de Fotouni-Fondjomekwet.

Il ressort des travaux de Njanko *et al.* (2006) que les plutons à l'Ouest de Tibati sont constitués de diorites, tonalites, granodiorites et granites, leur mise en place syn-tectonique est en relation avec la zone du CCC et leurs magmas seraient de différentes sources. Les plutons de l'Ouest-Tibati ont été affectés par deux principales phases de déformation : la phase de déformation D_1 de tectonique tangentielle, de direction cinématique NW-SE, associée à un métamorphisme du faciès des amphibolites, et une phase de déformation D_2 de serrage, de direction cinématique NNE-SSW à ENE-WSW.

Nzenti *et al.* (2006) montrent que les roches du complexe magmatique de Koata (les monzodiorites, les monzodiorites quartziques, les monzonites quartziques et les granites) sont métalumineuses, calco-alcalines, riches en K à shoshonitiques, ferro-potassiques avec une minéralogie caractéristique des granitoïdes de type-I. Les caractéristiques structurales de ces roches sont à la faveur d'une mise en place syn-tectonique du pluton de Koata.

Njonfang *et al.* (2006), à travers des études pétrographique, minéralogique, structurale et géochimique de l'ensemble mylonitisé et orthogneissique, montrent que les roches du secteur Fouban-Bankim sont principalement d'anciennes roches magmatiques mises en place dans la zone interne d'une marge active panafricaine en cisaillement. Par ailleurs, Njonfang *et al.* (2008) montrent que l'unité granito-gneissique du secteur de Fouban-Bankim est subdivisée en quatre faciès pétrographiques : les faciès à biotite, biotite-amphibole, biotite-pyroxène et biotite-pyroxène-amphibole. Ces faciès présentent une composition minéralogique homogène. Ces auteurs montrent à travers une étude structurale détaillée que la zone de cisaillement Fouban-Bankim est une zone de contrainte de forme géométrique complexe montrant des bandes épaisses de mylonites entourant des lentilles de roches granitiques. La foliation mylonitique, de direction N40°E dans la plaine Tikar, évolue progressivement de N60°E à N70°E (du NE au SW), et définit à grande échelle une forme géométrique en S dans la zone de cisaillement de Fouban.

Les travaux de Tchameni *et al.* (2006) sur les granitoïdes Pan-Africain de Ngaoundéré révèlent trois groupes de granitoïdes Néo-protérozoïques anciens (Th-U-Pb monazite) : les granitoïdes à biotite et hornblende, les granitoïdes à deux micas (ca. 615 ± 27 Ma) et les granitoïdes à biotite (ca. 575 Ma). Ces granitoïdes ont été affectés par deux principales phases de déformation : la déformation D₁, liée à un métamorphisme du faciès des amphibolites, est responsable de l'orthogneissification ; et la déformation D₂, marquée par le développement du cisaillement senestre C₂ (NE-SW) concordant à la foliation S₂ (N55°E à N70°E) et associée aux linéations d'étirement minéral. Cette déformation est accompagnée par une migmatisation progressive.

Djouka-Fonkwe *et al.* (2008) dans le massif plutonique de Bafoussam, distinguent deux types de granitoïdes : (1) les granitoïdes de types-I, constitués de granite à biotite, granite à biotite déformée, granite à mégacristsaux de feldspath potassique ; (2) les granitoïdes de type-S (558 - 564 Ma, âge Th-U-P sur monazite) constitués de granite à deux micas, mis en place en

contexte syn-collision. Ces granitoïdes sont mis en place dans les gneiss migmatitiques issus d'un métamorphisme de haut degré.

Ngako *et al.* (2008) proposent un modèle d'interprétation de la chaîne Pan-Africaine d'Afrique Centrale. Il s'agit d'un modèle de collision entre trois plaques (Craton de São Francisco-Congo (CSFC), Bloc Est Sahara (BES), Craton Ouest Africain (COA)). Une collision impliquant le BES et la bordure nord du CSFC entraîne une déformation intense dans le NW Cameroun suivie d'une pénétration de la « dent rigide » saharienne dans la marge active du CSFC entre 640 et 580 Ma. Des événements tectoniques successifs sont enregistrés dans cette marge active : (i) un épaissement crustal (ca. 630 - 620 Ma) ; (ii) un mouvement de torsion latérale à gauche (ca. 613 - 585 Ma) ; et (iii) un mouvement de torsion latérale à droite (ca. 585 - 540 Ma). Ces données structurales et cinématiques montrent la collision entre la marge active Trans-Saharienne et le COA commence à 630 Ma, la déformation au NW du Cameroun était surtout contrôlée par une direction de contrainte NNE-SSW jusqu'à 590 Ma. Les déformations ultérieures montrent une rotation régionale dans le sens horaire compatible avec une direction de contrainte NW-SE.

Dawai *et al.* (2013), par la méthode U-Pb sur zircon proposent un âge de 593 ± 4 Ma pour les Syénites de Guider. Ces syénites sont à microstructure magmatique typique. Cependant les linéations orientées NNE à SSW avec des plongements vers le Nord et vers le Sud sont parallèles aux structures linéaires d'ensemble des roches de ce secteur. Les données structurales montrent une évolution tectonique qui se resserre beaucoup plus dans les domaines Est et Ouest du Nigéria qu'à l'Est au voisinage de Mayo-Kébi et dans le domaine de l'Adamaoua Yadé.

Mosoh Bambi *et al.* (2013) montrent que les granites d'Ekomédon sont des granites calco-alcalins, de type I, post-collisionnels, syn-D₄. Ces granites renferment des minéralisations en Mo et U logés dans des filons de pegmatite. Par ailleurs, ces auteurs montrent que les phases de déformations dextres observés dans ce secteur sont en relation étroite avec la mise en place du CCC. Par la méthode U-Pb sur zircon et monazite, des âges 578 ± 4 Ma sont obtenus sur les granites à deux micas et 579 ± 3 Ma sur des granites porphyroïdes. D'après ces mêmes auteurs, les granites étudiés présentent de nombreuses similitudes tant dans la composition que sur l'âge avec les granites du Nigeria et NE du Brésil.

I.4 - Travaux antérieurs dans la zone d'étude et ses environs

Les levées géologiques de reconnaissance de Peronne (1969) montrent que cette région est constituée de formations de base (gneiss migmatitiques, granites d'anatexie et granites) et des formations volcaniques de couverture (rhyolites alcalines, andésites et basaltes) d'âges cénozoïques.

La pétrologie, la géochimie et la géochronologie des granitoïdes de Misajé sont décrites dans les travaux de Tetsopgang *et al.* (1999 ; 2003 ; 2008). D'après ces auteurs, le massif de Misajé et ses environs sont faits de plusieurs types de granitoïdes : le granite à biotite, le granite à biotite et hornblende, granite d'anatexie, tous intrudés dans un encaissant fait de gneiss migmatite et d'amphibolites (Fig. 5). Le granite à biotite est soit massive, soit foliée. Le granite à biotite folié est caractérisé par une orientation préférentielle des mégacristsaux de feldspath orientés N-S à NNE-SSW. L'absence des silicates d'alumine et la présence d'une quantité très élevée de Na_2O suggèrent que le granite de Misajé est du type I. Des âges de 569 ± 12 – 558 ± 24 Ma sont obtenus dans le granite à biotite et hornblende, 560 ± 9 Ma (méthode CHIME Th-U-Pb sur zircon) dans le granite à biotite, et 532 ± 35 Ma (méthode Th-U-Pb sur Allanite) dans les gneiss migmatite. D'après Tetsopgang *et al.*, 2008, le granite à biotite folié de Misajé est syn-tectonique alors que le granite à biotite massif est considéré comme tardi-tectonique. Il est à noter que l'ensemble tardi-tectonique prend en compte le granite à deux micas et le granite à deux micas et magnétite.

Yakeu *et al.* (2007) décrivent à l'Ouest de Nkambé deux ensembles lithologiques : (1) un ensemble gneissique et amphibolitique formé dans les conditions métamorphiques de faciès des amphibolites de degré moyen ; (2) un ensemble de roches plutoniques composées de granites et de granites à mégacristsaux de feldspaths. Sur le plan structural, les formations sont affectées par trois phases de déformations : la phase D_1 dont les reliques ne sont observées que dans les gneiss, est presque totalement oblitérée par les manifestations de la phase D_2 qui est responsable de la structuration régionale de la chaîne. Elle est marquée par une foliation plate avec une direction variant entre $N105$ et 146°E . La phase D_2 observable dans la quasi-totalité des faciès pétrographiques, est associée à un métamorphisme du faciès des amphibolites de haut degré. C'est une phase de compression et d'aplatissement marquée par une foliation S_2 , une linéation d'étirement minéral L_2 sub-horizontale et des plis anisopaques sub-horizontaux. La phase D_3 est marquée par des plans de cisaillements de direction $N30^\circ$ - $N40^\circ\text{E}$ et une tectonique cassante qui reprend les structures des phases

précédentes. Ces auteurs concluent que, la phase de déformation D₂, synchrone de la granitisation est responsable de la structuration actuelle.

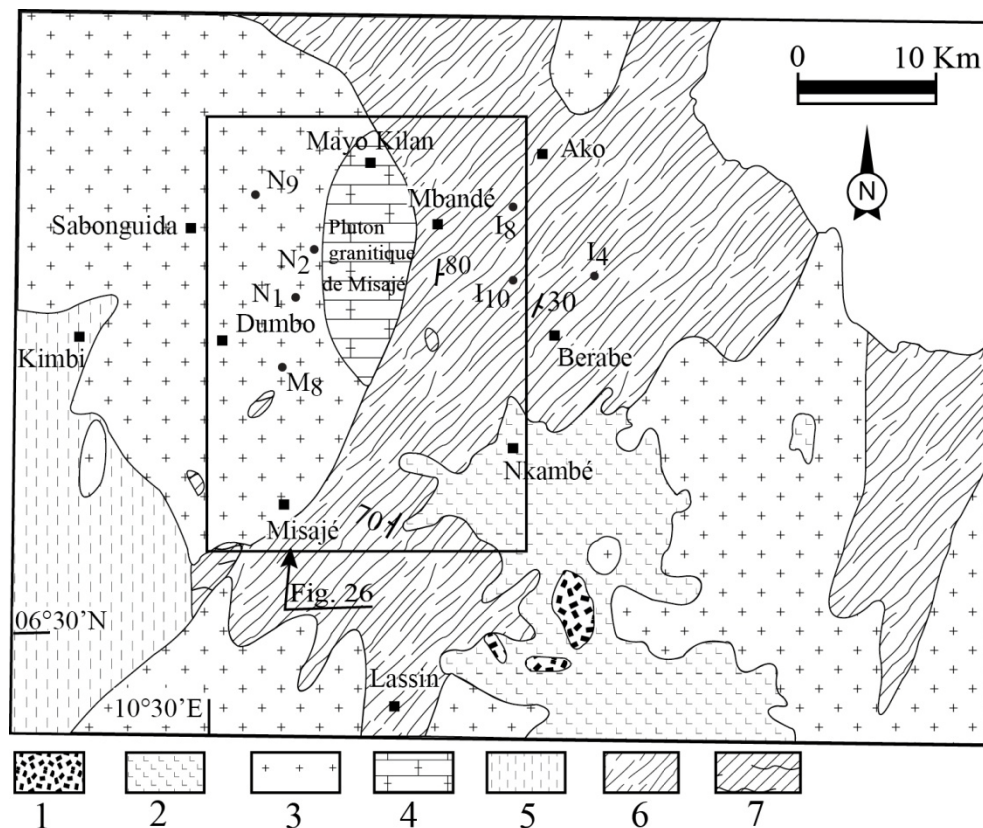


Figure 5 : Carte géologique de la zone de Nkambé et ses environs (Peronne, 1969), modifiée par Tetsopgang *et al.* (1999). 1 = Rhyolites alcaline, 2 = basaltes et andésites, 3 = granite à biotite, 4 = granite à biotite et hornblende, 5 = granite d'anatexie, 6 = gneiss migmatitique, 7 = amphibolites.

Selon Ganno *et al.* (2010), les structures panafricaines dans la région de Kimbi (située à 15 km au NW de Misajé) résultent d'une succession de quatre phases majeures de déformation (D₁, D₂, D₃ et D₄). La phase de déformation D₁, observée dans les roches métamorphiques est associée au développement de la foliation S₁, des plis isoclinaux P₁ et des boudins B₁. Cette phase est caractérisée par un mouvement tangentiel de direction NW-SE à E-W. La phase de déformation D₂, observée dans les roches magmatiques et métamorphiques est caractérisée par une déformation hétérogène affectée par les structures de la D₁. Cette phase est associée au développement de la foliation mylonitique S₂, des cisaillements C₂, des linéations d'étirement minéral L₂ et des plis P₂. Cette phase est responsable de la mise en place des granitoïdes de Kimbi. Les structures de la phase de déformation D₃, résultent de la transposition et de la réorientation des structures de la phase D₂. Les phases D₁ et D₂ se manifestent dans un contexte transpressif dextre à régime non-

coaxial et associées à des recristallisations métamorphiques dans le faciès des amphibolites de degré moyen. La phase de déformation D_4 , caractérisée par un événement cassant et responsable de la mise en place des veines quartzo feldspathiques, des diaclases et des failles, se dispose parallèlement aux structures régionales (Cisaillement Centre Camerounais, fossé de la Bénoué). Ce parallélisme traduit une forte corrélation entre la mise en place des ensembles lithologiques du substratum de la région de Kimbi et la tectonique régionale au cours de l'orogénèse Pan-Africaine.

En somme, nous pouvons dire au regard de ce qui précède, que la Chaîne Pan-Africaine d'Afrique Centrale au Cameroun (CPAC), à évolution polyphasée, appartient au cycle Néoprotérozoïque (600 à 500 Ma). Cette chaîne est constituée pour la plupart de granitoïdes dont la mise en place (antérieure, synchrone et postérieure) dans un encaissant métamorphique (mono ou polycyclique), a culminé lors de la phase D_2 . De même le caractère calco – alcalins et métalumineux des roches observées, ayant une tendance hypo - à hyperpotassique témoignent d'un caractère contemporain d'une collision.

CHAPITRE II - MATERIELS ET METHODES

Dans cette partie, bien que la méthode d'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique (ASM) soit la plus utilisée, les autres méthodes (structurale classique et confection des lames minces pour l'étude pétrographique) sont également présentées. Le matériel utilisé est l'appareil de mesure des éléments structuraux (boussole munie d'un clinomètre) et les différents appareils utilisés pour le prélèvement et les mesures d'ASM (carotteuse portative et ses accessoires, tronçonneuse, susceptomètre Kappabridge MFK1-FA, magnétomètre à échantillon vibrant VSM). Dans le but de mieux comprendre la technique d'ASM, la minéralogie magnétique et les paramètres d'ASM sont d'abord présentés, ensuite les différents comportements des grains de magnétite et les boucles d'hystérésis résultantes, en fin le matériel et les appareils utilisés dans le cadre de ce travail.

II.1 – Minéralogie magnétique et paramètres d'ASM

Cette partie présente des notions physiques nécessaires à la compréhension de la technique d'ASM et rappelle successivement la définition de la susceptibilité magnétique, des comportements magnétiques des minéraux et/ou des roches. On s'intéressera ensuite aux différents problèmes posés par l'interprétation de l'ASM dans le but de vérifier la coaxialité entre l'Orientation Préférentielle de Forme (OPF) des minéraux et la fabrique magnétique.

II 1.1 - Définitions et unités

L'action d'un champ magnétique H sur un corps entraîne une aimantation induite M telle que $M = K \times H$; K représente la susceptibilité magnétique.

Si un corps est magnétiquement isotrope, sa susceptibilité magnétique est alors un scalaire, car l'aimantation est directement proportionnelle au champ inducteur.

Si un corps considéré est magnétiquement anisotrope, la relation précédente devient $M_i = K_{ij} \times H_j$ (K_{ij} est la susceptibilité magnétique représentée par un tenseur d'ordre 2 symétrique). Cette susceptibilité définit graphiquement l'ellipsoïde d'ASM de demi-axes principaux $K_1 \geq K_2 \geq K_3$ (notés aussi $K_1 = K_{\max}$; $K_2 = K_{\text{int}}$; $K_3 = K_{\min}$) qui représentent les vecteurs propres de la matrice matérialisant le tenseur d'ASM.

Les unités utilisées sont celles du système International, soit (1) champ magnétique H en ampère par mètre (A/m) ; (2) aimantation induite M en A/m ; (3) susceptibilité magnétique K sans dimension (Butler, 1992).

II 1.2 - Comportement magnétique des minéraux

L'étude des propriétés magnétiques de la matière permet de distinguer différents comportements des minéraux. Les propriétés magnétiques de ces derniers sont principalement liées à la disposition des atomes dont le moment magnétique élémentaire est non nul. Les atomes ayant cette propriété sont essentiellement le Fer (Fe^{2+} ; Fe^{3+}), le manganèse ou plus généralement tous les éléments de transitions, c'est-à-dire à couche électronique 3d non saturée. On notera cependant le cas du diamagnétisme pour lequel tous les atomes sont concernés. La disposition relative des moments magnétiques élémentaires permet donc de définir cinq états magnétiques : le diamagnétisme, le paramagnétisme, le ferromagnétisme (S.L), l'antiferromagnétisme et le ferrimagnétisme (Tableau I ; Fig. 6). Certains auteurs préfèrent considérer le ferrimagnétisme comme un sous domaine du ferromagnétisme, réduisant ainsi les états magnétiques à quatre types.

II 1.2.1 - Le diamagnétisme

Si la structure atomique comporte un nombre pair d'électrons, tous appariés en doublets associant deux électrons de spin opposé, alors le moment magnétique tant au niveau atomique qu'au niveau minéral est nul. Un champ magnétique extérieur entraînera une modification des rotations des électrons et induira un champ qui tend à s'opposer à celui qui lui a donné naissance. Il sera de sens inverse, toujours très faible et indépendant de la température. S'il n'y a plus de champ extérieur, il n'y a pas de phénomène de rémanence et le moment magnétique total redevient nul. On parle alors de **diamagnétisme**.

Les roches granitiques renferment des minéraux à comportement diamagnétique pur : le quartz, le feldspath et accessoirement la calcite. Par convention, la susceptibilité magnétique des corps diamagnétiques (K_{dia}) est négative (Tableau I ; Fig. 6) et proche de $-1,4 \times 10^{-5}$ (Hrouda, 1986 ; Rochette, 1987).

II 1.2.2 - Le paramagnétisme

Si la structure atomique comporte un nombre impair d'électrons, ou un nombre pair d'électrons qui ne sont pas tous appariés en doublets, le moment résultant n'est plus nul. Chaque atome constitue alors un dipôle qui, en l'absence de champ magnétique extérieur, est orienté au hasard. Ainsi, la somme des moments magnétiques (micro-aimants) est nulle à l'échelle macroscopique, le corps n'est pas aimanté : c'est le comportement diamagnétique. Sous l'effet d'un champ, l'élément acquiert une aimantation induite de même sens que le

champ appliqué (les moments magnétiques tendent à s'orienter parallèlement (exemple : l'aluminium, le baryum, le calcium, le platine, le sodium, etc...)). Mais s'il n'y a plus de champ extérieur, le moment magnétique macroscopique redevient nul. On parle alors de **paramagnétisme**. Ce type de comportement est aussi dirigé par la présence d'ions Fe^{2+} , Fe^{3+} ou Mn^{2+} . Il est typique des minéraux comme la biotite, l'amphibole ou le pyroxène, ou plus généralement des silicates ferrifères. La susceptibilité paramagnétique (K_{para}) est alors positive et indépendante de l'intensité du champ (Tableau I ; Fig. 6). Le calcul de la susceptibilité paramagnétique en fonction de la teneur en Fer et en manganèse est exprimé par la relation suivante (Rochette *et al.*, 1992) : $K = d \times (3,34 \times \text{Fe}^{3+} + 2,52 \times \text{Fe}^{2+} + 3,38 \times \text{Mn}^{2+}) \times T/T_{\text{C}}$. d représente la densité de la roche, Fe^{2+} , Fe^{3+} et Mn^{2+} représentent les teneurs de ces éléments (en poids %) dans la roche, T représente la température ambiante (en Kelvin) et T_{C} la température de Curie (en Kelvin). K s'exprime en 10^{-5}SI . Dans ce cas, pour une roche ne contenant pas de minéraux ferromagnétiques (magnétite par exemple), la susceptibilité magnétique est directement proportionnelle à la teneur en Fer.

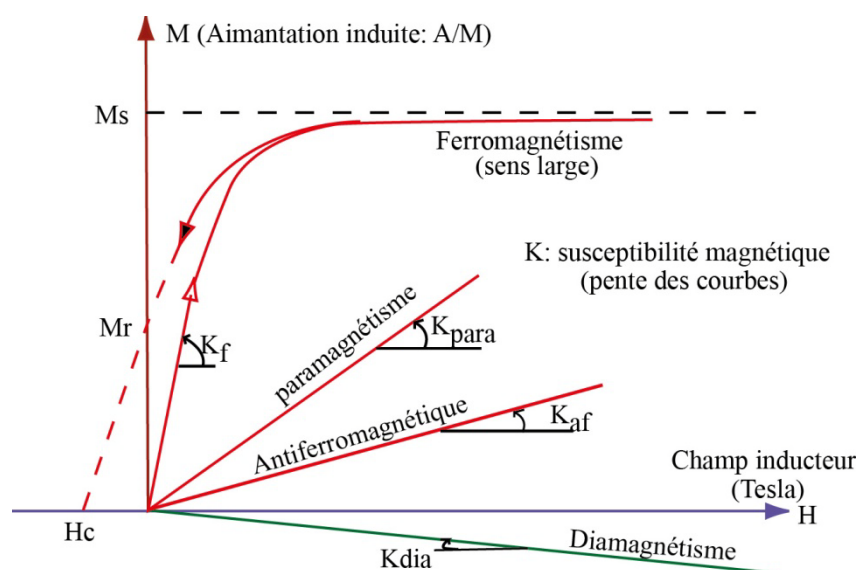


Figure 6 : Courbes d'aimantation induite (M) en fonction du champ appliqué (H) des différents types de comportements magnétiques (Rochette, 1987). M_r = magnétisation rémanente, M_s = magnétisation à saturation, H_c = Champ coercitif,

Cette propriété permet d'obtenir les cartes de faciès pétrographiques. Ces cartes sont définies par une concentration plus ou moins grande en minéraux ferromagnésiens, laquelle concentration est déterminée par la seule de K (Gleizes, 1992).

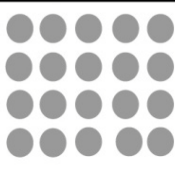
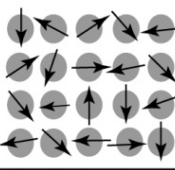
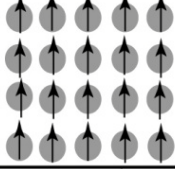
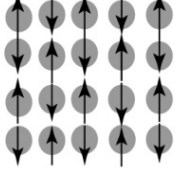
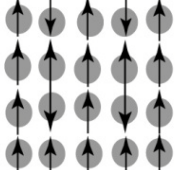
Le granite présente deux principaux minéraux à comportement paramagnétique pur : la biotite et l'amphibole, et accessoirement la muscovite et le pyroxène.

II 1.2.3 - Le ferromagnétisme (s.l.)

Dans le cas du ferromagnétisme (s.l.), les moments magnétiques des cristaux de magnétite s'alignent dans le sens du champ appliqué. En l'absence de champ inducteur, le moment résultant est toujours non nul, et les cristaux restent en partie alignés, à l'origine d'une aimantation résiduelle dite rémanente (ou aimantation fossile) qui disparaît totalement au dessus d'une certaine température dite de Curie à partir de laquelle le comportement devient paramagnétique. Trois sous domaines peuvent être distingués :

- le ferromagnétisme *stricto sensu* pour lequel les moments magnétiques sont tous orientés dans le sens du champ (exemple le fer) ;
- le ferrimagnétisme pour lequel les moments magnétiques antiparallèles forment deux classes de sens opposés et d'intensités différentes (exemple la magnétite et la pyrrhotite Tableau I) ;

Tableau I : Caractéristique et propriétés des différents types magnétiques (In Poitou, 2009).

Type de magnétisme	Susceptibilité	Comportement et arrangement atomique	Courbe d'aimantation caractéristique	Exemple et susceptibilité
Diamagnétisme	Faible à négative	Les atomes n'ont pas de moments magnétiques		Au = $-2,74 \times 10^{-6}$ Cu = $-0,77 \times 10^{-6}$
Paramagnétisme	Faible à positive	Les atomes ont des moments magnétiques orientés aléatoirement		Mn = $66,10 \times 10^{-6}$
Ferromagnétisme	Forte, positive, dépendante de la microstructure et du champ appliqué	Les atomes ont des moments magnétiques tous parallèles		Fe ≈ 100000
Antiferromagnétisme	Faible à positive	Les atomes ont des moments magnétiques parallèles et antiparallèles (population mixte)		Cr = $3,6 \times 10^{-6}$
Ferrimagnétisme	Forte, positive, dépendante de la microstructure et du champ appliqué	Les atomes ont des moments magnétiques antiparallèles		Ba ≈ 3

- le faible ferromagnétisme pour lequel les moments magnétiques constituent deux réseaux opposés et presque parallèles.

En champ faible et à température ambiante, la susceptibilité dans les minéraux ferromagnétiques (K_f) (10^{-3} à 1 SI) est beaucoup plus élevée que celle des minéraux paramagnétiques. Pour la même teneur en Fer, la susceptibilité de la magnétite est à trois ordres de grandeurs plus élevée que celle de la biotite. Le signal paramagnétique pourra donc être négligé pour des roches à magnétite.

Les principaux minéraux de cette catégorie sont les oxydes de fer et de titane (Fe – Ti). Leur composition est représentée dans le diagramme ternaire FeO – TiO₂ – Fe₂O₃ de la figure 7.

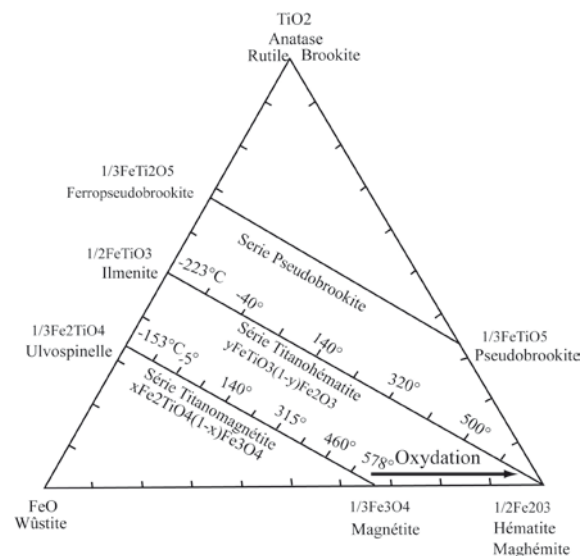


Figure 7 : Diagramme ternaire FeO-TiO₂-Fe₂O₃ présentant les trois principales séries trouvées dans les roches magmatiques d'après (Merril and McElhinny, 1983).

II 1.2.4 - L'antiferromagnétisme

Le comportement antiferromagnétique est caractérisé par les minéraux les plus courants tels que l'ilménite, l'hématite, la goéthite. Ce comportement ressemble au ferromagnétisme (tableau 1), mais l'existence de deux réseaux opposés de spins entraîne un moment magnétique résultant toujours nul. La susceptibilité antiferromagnétique (K_{af}) est positive, plus faible que K_{para} , indépendante du champ, mais dépendante de la température (Fig. 6). Au dessus de la température de Néel, les moments élémentaires deviennent parallèles entre eux et le comportement devient alors paramagnétique.

II 1.3 - Comportement magnétique des roches

En champ faible, la susceptibilité magnétique K d'une roche est la somme de toutes les contributions magnétiques élémentaires des minéraux constitutifs. En général,

$$K = K_{\text{dia}} + K_{\text{para}} + K_{\text{f.s.l.}} + K_{\text{af.}}$$

K_{dia} et K_{af} étant pratiquement nuls ; la relation K est presque de nature paramagnétique et ferromagnétique. La relation K devient : $K = K_{\text{para}} + K_{\text{f.s.l.}}$. Elle est ainsi directement corrélable aux différents faciès pétrographiques.

Dans une roche sans magnétite, les phyllosilicates comme la biotite sont les principaux porteurs de la susceptibilité. Ils ont une grande importance dans l'ASM des roches dites paramagnétiques, c'est-à-dire roches sans ou avec une très petite quantité de magnétite, parce qu'ils sont des marqueurs planaires parfaits de la foliation magnétique. Les phyllosilicates présentent une forte anisotropie magnéto-cristalline. La susceptibilité minimale K_3 (Fig. 8) représentera le pôle de la foliation magnétique, s'il n'y a pas de déformation à l'état solide. La présence d'amphibole dans ces roches favorise la définition d'une linéation magnétique parallèle à la linéation magmatique, parce que K_1 est parallèle à l'axe C du minéral, ou proche de celui-ci (Gleizes, 1992).

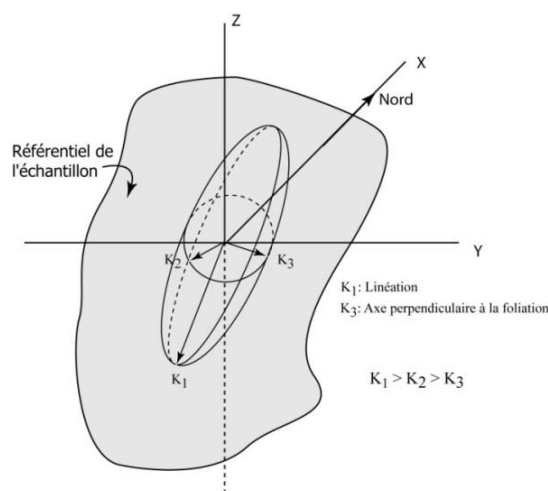


Figure 8 : Ellipsoïde de l'anisotropie de la susceptibilité magnétique, ses axes principaux et son orientation dans un échantillon et dans l'espace.

Si ces roches contiennent de la magnétite, l'anisotropie magnétique de l'ensemble silicates plus magnétite est presque toujours coaxiale à l'anisotropie de la magnétite seule, telle qu'on peut la mettre en évidence par la mesure de l'anisotropie de l'aimantation

rémanente (A.A.R). Ceci indique que c'est la magnétite qui porte le signal. Dans le cas général, le plan moyen d'aplatissement des grains de magnétite ou plan de foliation magnétique (perpendiculaire à K_3) ainsi que la direction moyenne d'allongement des grains de magnétite, ou linéation magnétique (parallèle à K_1), représentent bien la fabrique minérale des roches magmatiques et métamorphiques (Fig. 8).

II 1.4 – Les paramètres de l'ASM

Les contraintes tectoniques créent des orientations préférentielles de forme (OPF) dans les roches. Par exemple, les amphiboles (baguettes allongées) se trouvent statistiquement orientées suivant la linéation minéralogique, et les biotites (feuilletés) sont statistiquement parallèles au plan de foliation minéralogique, et peuvent se disposer en zone autour de la linéation minéralogique (Fig. 9a). Certaines études (Launeau, 1990) démontrent en outre une bonne corrélation générale entre les OPF et les orientations préférentielles magnétiques pour la plupart des granites (Fig. 9b), même lorsque l'OPF ne se distingue pas à l'œil nu, mais seulement en analyse d'images. De plus, la connaissance des anisotropies magnétiques permet de caractériser l'intensité de la déformation et le type de fabrique. Par ailleurs, pour des valeurs de susceptibilité magnétique inférieures à 500 μSI (Rochette, 1987), les roches ont un comportement paramagnétique dominant. Le signal magnétique de telles roches est principalement porté par les silicates ferrières tels que la biotite et l'amphibole. Pour pouvoir utiliser les moyennes des paramètres vectoriels de l'ASM (directions de K_1 et de K_3) sur un site, il est nécessaire qu'elles soient significatives des mesures sur chaque cylindre.

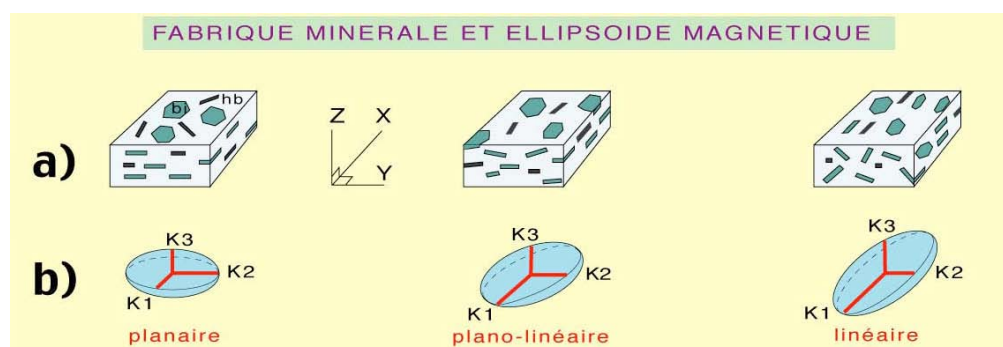


Figure 9 : Relation entre fabrique magmatique et fabrique magnétique à partir des OPF des biotites et amphiboles (Gleizes, 1992) ; X = linéation ; XY = plan de foliation.

En effet, il existe cinq principales données scalaires de l'ASM : la susceptibilité magnétique (K_m), l'anisotropie totale de la susceptibilité (P), l'anisotropie linéaire (L), l'anisotropie planaire (F), le paramètre de forme ou paramètre de Jelinek (T).

II 1.4.1 - La susceptibilité magnétique (K_m)

La susceptibilité magnétique permet de distinguer les roches paramagnétiques ($K_m < 500 \mu SI$) des roches ferromagnétiques ($K_m \geq 500 \mu SI$). Elle est donnée par la relation : $K_m = (K_{\max} + K_{\text{int}} + K_{\min})/3$.

II 1.4.2 - L'anisotropie totale de la susceptibilité ou degré d'anisotropie ($P \%$)

Le taux ou degré d'anisotropie de susceptibilité donne des indications sur l'état de la déformation d'une roche. En effet, il mesure l'intensité totale de l'anisotropie. Il est donné par l'expression $P = K_{\max}/K_{\min}$, ou $P \% = (P-1) \times 100$ (Nagata, 1961).

II 1.4.3 - L'anisotropie linéaire ($L \%$)

L'anisotropie linéaire exprime le taux d'allongement ou d'étirement dans une roche. En effet, elle quantifie la tendance des minéraux magnétiques à s'aligner selon une direction privilégiée. Elle est donnée par la relation : $L = K_{\max}/K_{\text{int}}$ ou $L \% = (L-1) \times 100$ (Balsey et Buddington, 1960).

II 1.4.4 - L'anisotropie planaire ($F \%$)

L'anisotropie planaire exprime le degré d'aplatissement de la roche. En effet elle indique la tendance des minéraux à s'organiser selon un plan moyen (de foliation ou de schistosité). Elle s'exprime par la formule : $F = K_{\text{int}}/K_{\min}$ ou $F \% = (F-1) \times 100$ (Stacey *et al.*, 1960).

II 1.4.5 - Le paramètre de forme ou paramètre de Jelinek (T)

Le facteur de Jelinek permet de déterminer la forme de l'ellipsoïde de déformation. Il peut être calculé de deux manières différentes : soit par le paramètre de Flinn donné par la relation $P_{\text{flinn}} = (L-1)/(F-1)$ avec P_{flinn} compris entre 0 et 1. Mais, on lui préfère le plus souvent l'expression T de Jelinek donnée par : $T = (\ln (K_{\text{int}}/K_{\min}) - \ln (K_{\max}/K_{\text{int}})) / (\ln (K_{\text{int}}/K_{\min}) + \ln (K_{\max}/K_{\text{int}}))$ (Jelinek, 1981). Lorsque T est compris entre -1 et -0,5 la fabrique est dite linéaire ; lorsque T est compris entre -0,5 et 0,5, la fabrique est dite plano-linéaire ; lorsque T est compris entre 0,5 et 1 la fabrique est dite planaire (Fig. 10).

II 1.4.6 - Le taux de déformation (T')

Le taux de déformation permet de quantifier et d'apprécier le degré de déformation qui a affecté la roche pendant la déformation tectonique. Ce taux est donné par la relation $T' = (|T|/P) \times 100$.

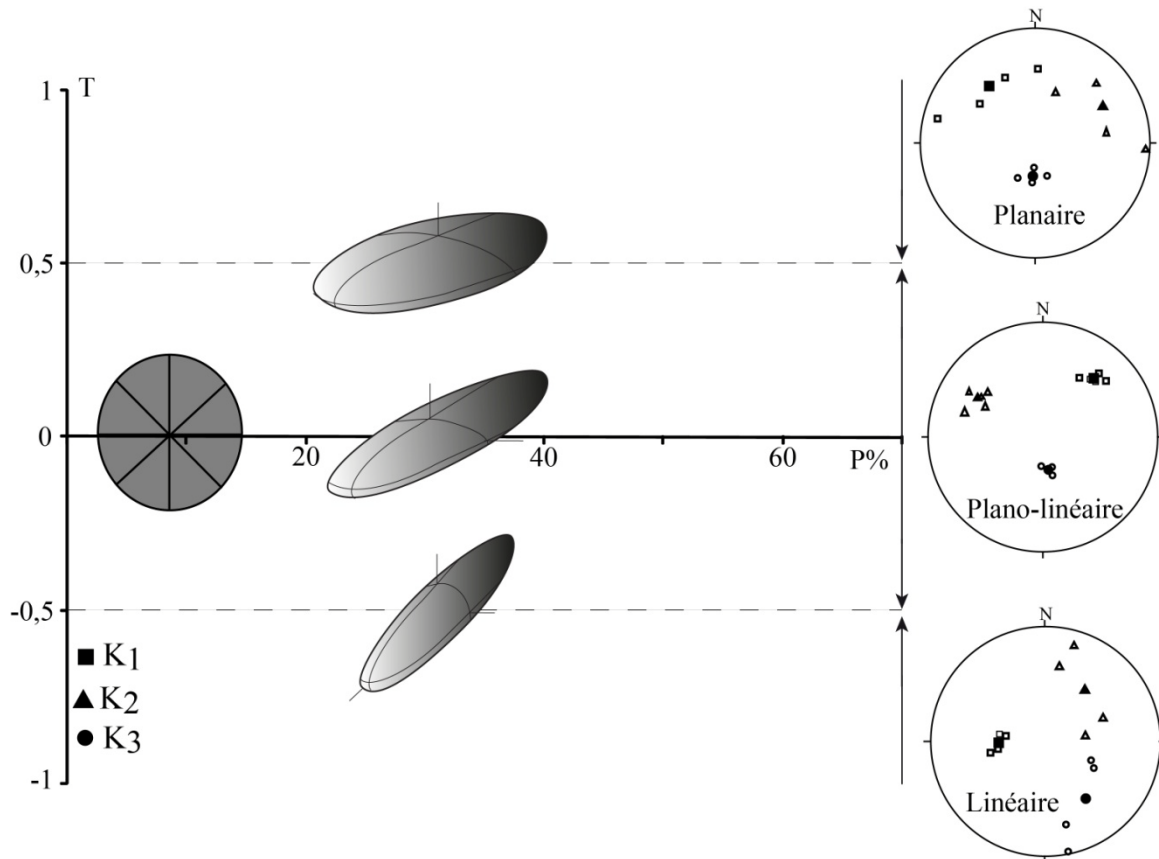


Figure 10 : Digramme illustratif des trois principaux types de fabriques magnétiques. Les fabriques d'ASM sont représentées en projection stéréographique dans l'hémisphère inférieure. Seuls les axes principaux maxima et minima sont représentés, ainsi que leur moyenne calculée grâce à la méthode statistique de Jelinek (1978).

II 1.4.7 – Principes et corrélations entre l'ellipsoïde magnétique et l'ellipsoïde de déformation

L'ellipsoïde magnétique ou ellipsoïde de Jelinek dépend du champ magnétique alors que l'ellipsoïde de déformation ou ellipsoïde de Flinn dépend du champ de contraintes tectoniques. Au regard des formules des paramètres de Flinn et de Jelinek énoncées dans le paragraphe II 1.4.5, il existe deux types de représentations graphiques identiques définissant la géométrie de l'ellipsoïde. Soit on utilise les paramètres T et $P\%$, représentés dans un diagramme de Jelinek (1981), T traduisant l'allongement ($-1 < T < 0$) ou l'aplatissement ($0 < T < 1$) de l'ellipsoïde, P son degré d'anisotropie (Fig. 10) ; soit on utilise les paramètres L et F , et l'on représente ces deux paramètres dans un diagramme de Flinn (Fig. 52) où $L = f(F)$, L

traduisant l'anisotropie linéaire, F l'anisotropie planaire. De ces deux diagrammes, on peut noter que l'ellipsoïde magnétique est étroitement lié à l'ellipsoïde de déformation.

II.2. - Hystérésis et domaines magnétiques

II 2.1 – Comportement des grains de magnétite monodomaines

Le cycle d'hystérésis de minéraux ferromagnétiques monodomaines (Fig. 11) est très caractéristique, car leur rémanence est toujours dans l'axe des spins. La figure 11, montre en 4 points un schéma de synthèse du comportement d'un assemblage de grains monodomaines sous champ où H est le champ appliqué et M l'aimantation. Au point 1, l'aimantation de chaque grain de l'échantillon tourne vers le vecteur H : c'est la courbe de première aimantation. Au point 2, l'échantillon présente une aimantation maximale appelée aimantation à saturation ($M = M_s$). L'aimantation de chacun des grains est fonction de H . Au point 3, le champ est nul ($H = 0$), l'aimantation de l'échantillon est l'aimantation rémanente à saturation ($M = M_{rs}$). On peut noter que l'aimantation de chaque grain est retournée dans la direction de facile aimantation du grain, dans le sens le plus proche du champ précédemment appliqué. Au point 4, l'aimantation résultante sous champ H_c est nulle ($H = -H_c$ et $M = 0$). L'aimantation de chacun des grains a tourné vers le nouveau champ appliqué.

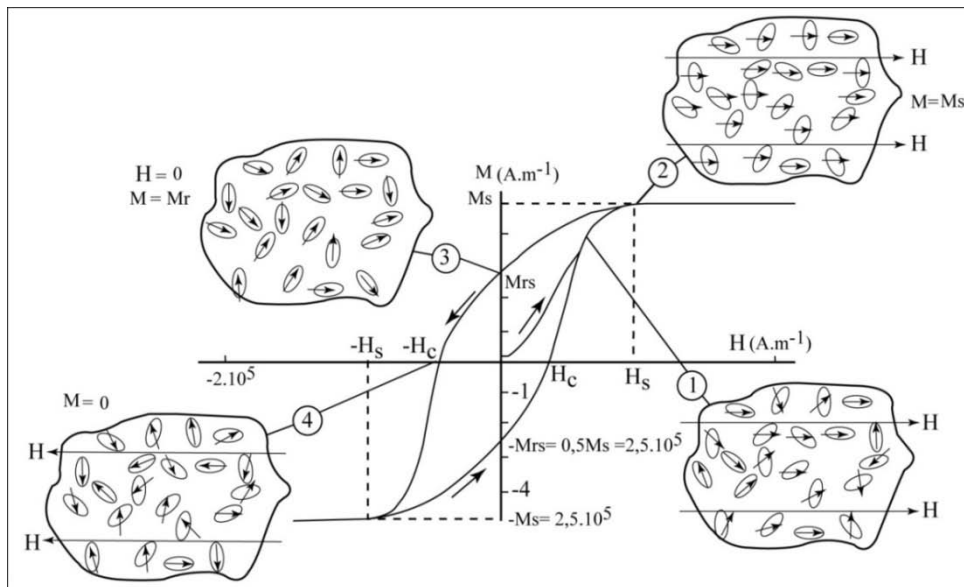


Figure. 11 : Cycles d'hystérésis pour un grain ferromagnétique monodomaine possédant une forte anisotropie de forme (Butler, 1992) et (Dunlop et Özdemir, 1997).

II 2.2 – Comportement des grains de magnétite polydomaines

Les grains possédant plusieurs domaines ou polydomaines (MD pour multi domains en anglais), ont une forte aimantation à l'intérieur de chacun des domaines, mais ont, pour

l'ensemble des domaines du grain, une aimantation faible en l'absence de champ. Les gros grains ferromagnétiques ($d > 15 \mu\text{m}$) au sens large sont divisés en plusieurs domaines. Le nombre de domaines décroît avec la taille des grains jusqu'à ce qu'il ne soit plus énergétiquement économique de créer des murs. Les petits grains ($d < 0,1 \mu\text{m}$) seront donc monodomaines (SD pour single domain en anglais). Les grains intermédiaires ($10\text{-}15 \mu\text{m}$) comprendront deux domaines et seront dits pseudomonodomaines (PSD) à cause de leur comportement (Stacey, 1963). Les cycles d'hystérésis des minéraux polydomaines (Fig. 12) sont donc plus étroits que ceux des minéraux monodomaines.

Un diagramme (Fig. 13a) proposé par Day *et al.* (1977) permet de caractériser la taille des grains de magnétite dans une roche à partir des données expérimentales. Pour ce diagramme seuls les paramètres M_{rs}/M_s en fonction de H_{cr}/H_c sont utilisés. L'aimantation rémanente à saturation (M_{rs}) dépendant de la taille des grains est normalisée par l'aimantation à saturation (M_s) qui lui dépend plutôt de la quantité de magnétite.

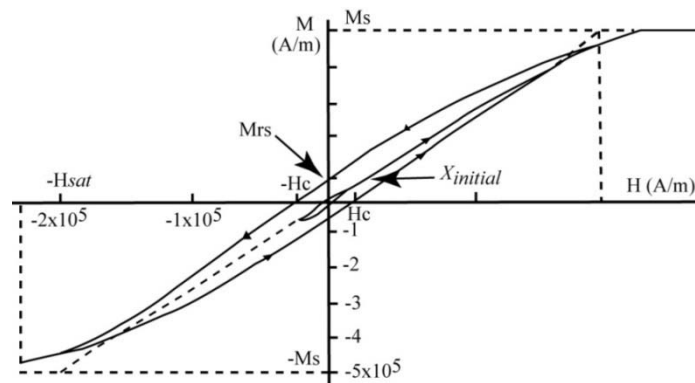


Figure 12 - Cycle d'Hystérésis d'un grain de magnétite polydomaine dans le cas naturel où le déplacement des parois est perturbé par des défauts du réseau cristallin (Dunlop et Özdemir, 1997).

Il faut noter que le rapport M_{rs}/M_s est plus significatif que le rapport H_{cr}/H_c dans la détermination de la taille des grains car ses variations sont plus importantes et les limites théoriques entre les tailles de grain mieux contraignantes. M_{rs} et H_c diminuent avec la taille des grains. Cette relation permet par conséquent de délimiter le champ dans ce diagramme correspondant aux différents domaines. $M_{rs}/M_s > 0,5$ et $H_{cr}/H_c < 2$ (Dunlop et Özdemir, 1997) est caractéristique des grains monodomaines (SD). $0,05 \leq M_{rs}/M_s \leq 0,5$ et $2 \leq H_{cr}/H_c \leq 4$ caractérise les grains pseudo monodomaines (PSD) (Tauxe *et al.*, 1996; Dunlop, 2002). $M_{rs}/M_s \leq 0,05$ et $H_{cr}/H_c \geq 4$ caractérise les grains multidomaines (MD).

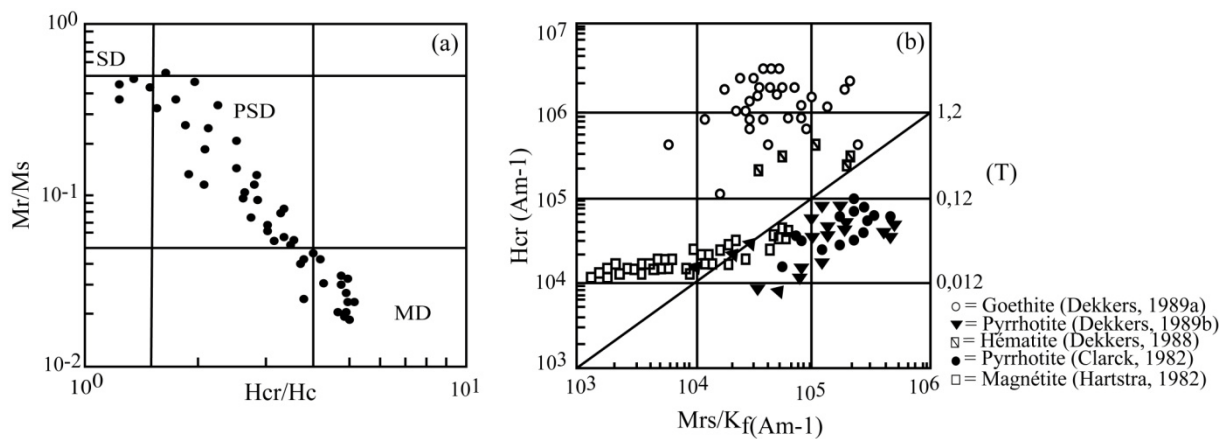


Figure 13 : (a) Rapports d'hystérésis des grains de magnétites de taille plotés dans le diagramme logarithmique de M_r/M_s en fonction de H_{cr}/H_c . Les limites empiriques de comportements SD, PSD et MD sont indiquées et les données sont de Day *et al.* (1977). (b) Evolution de H_{cr} en fonction de M_{rs}/K_{ferro} pour différentes espèces ferromagnétiques, mesurées sur des minéraux synthétiques ou des monocristaux obtenus par extraction.

Pour $0,05 \leq M_{rs}/M_s \leq 0,5$ et $2 \leq H_{cr}/H_c \leq 4$ les grains mesurés sont des grains pseudo-monodomaines. Cette relation entre paramètres d'hystérésis et structure des domaines magnétiques est couramment utilisée mais n'est valable que pour la magnétite pure.

Une autre représentation moins utilisée permet non seulement de reconnaître les variations de taille des grains ferromagnétiques, mais aussi d'effectuer une discrimination minéralogique ; c'est l'évolution de H_{cr} en fonction de M_{rs}/K_{ferro} (Fig. 13b). Ces paramètres permettent de dissocier facilement magnétite, pyrrhotite, hématite et goethite. Le rapport M_{rs}/K_{ferro} augmente quant à lui avec la taille des grains, il est supérieur à 1 pour la pyrrhotite et inférieur à 1 pour la magnétite. La goethite et l'hématite ont des H_{cr} plus élevés et ne montrent pas d'évolution avec la taille des grains.

Ainsi, la détermination des grains pseudo-monodomaines grâce au diagramme de Day *et al.* (1977) est souvent à relier à la présence d'un mélange de mono et polydomaines plutôt qu'à la présence réelle de pseudo-monodomaines. L'utilisation couplée de différentes méthodes peut permettre de mieux contraindre la composition minéralogique.

II 3 - Méthodologie et Appareillage

Pour mener à bien ce travail, les travaux de terrain et de laboratoire ont été effectués. Par ailleurs, afin de mieux appréhender le cadre géodynamique du secteur d'étude, une bibliographie assez exhaustive a permis de faire une synthèse des travaux sur la chaîne panafricaine au Cameroun et ses environs. Par la suite, l'intérêt a été focalisé sur les travaux effectués dans le domaine ouest.

II 3.1 - Sur le terrain

Tous les types pétrographiques ont été décrits ; les éléments structuraux ont été recensés à l'échelle métrique ou centimétrique et leurs orientations (direction et pendage ou plongement) ont été mesurées à l'aide d'une boussole munie d'un clinomètre. Ces données, regroupées par éléments structuraux et par types pétrographiques ont été analysées au laboratoire.

Dans le pluton granitique de Misajé, 184 sites ont fait l'objet d'un échantillonnage systématique avec un maillage moyen de 500 m qui pouvait varier en fonction de la morphologie du terrain. L'absence d'affleurements due à la couverture volcanique (secteur « est » du pluton), n'aura aucun impact sur la discussion du modèle de mise en place dans la mesure où une homogénéité remarquable à une distance considérable est le plus souvent observée dans les structures granitiques.

Le prélèvement des carottes s'effectue à l'aide d'une carotteuse portative à moteur deux temps (poids 6 kg) munie d'un foret amagnétique (diamètre intérieur 25 mm) à couronne diamantée (Fig. 14a).

Avant son extraction, la carotte d'une longueur de 5 à 10 cm, est orientée par rapport au nord magnétique à l'aide d'un orientomètre (Fig. 14b) et d'une boussole (Fig. 14c). Après avoir dessiné sur la face supérieure de la carotte une flèche indiquant l'azimut, l'extraction de la carotte proprement dite s'effectue en deux étapes : (1) la première étape consiste à enfoncer dans le trou qui contient la carotte une gouge d'extraction ; à l'aide du pouce de la main gauche (ou droite) on stabilise la carotte et avec le tranchant de la main droite (ou gauche), on applique un « coup sec » sur le dos de la gouge d'extraction de manière à casser la carotte depuis sa limite inférieure (Fig. 14d) ; (2) à l'aide de la gouge d'extraction, on extrait la carotte du trou.

A l'aide de la gouge de marquage, une génératrice dont l'orientation indique le plongement de la carotte est ainsi dessinée (Fig. 14e). La carotte est ensuite marquée avant d'être rangée. On prélèvera deux carottes (ou plus) situées à une vingtaine de mètres de distance l'une de l'autre pour pouvoir calculer la moyenne de chaque site, minimisant ainsi des fluctuations très locales comme par exemple la présence d'un mégacristal.

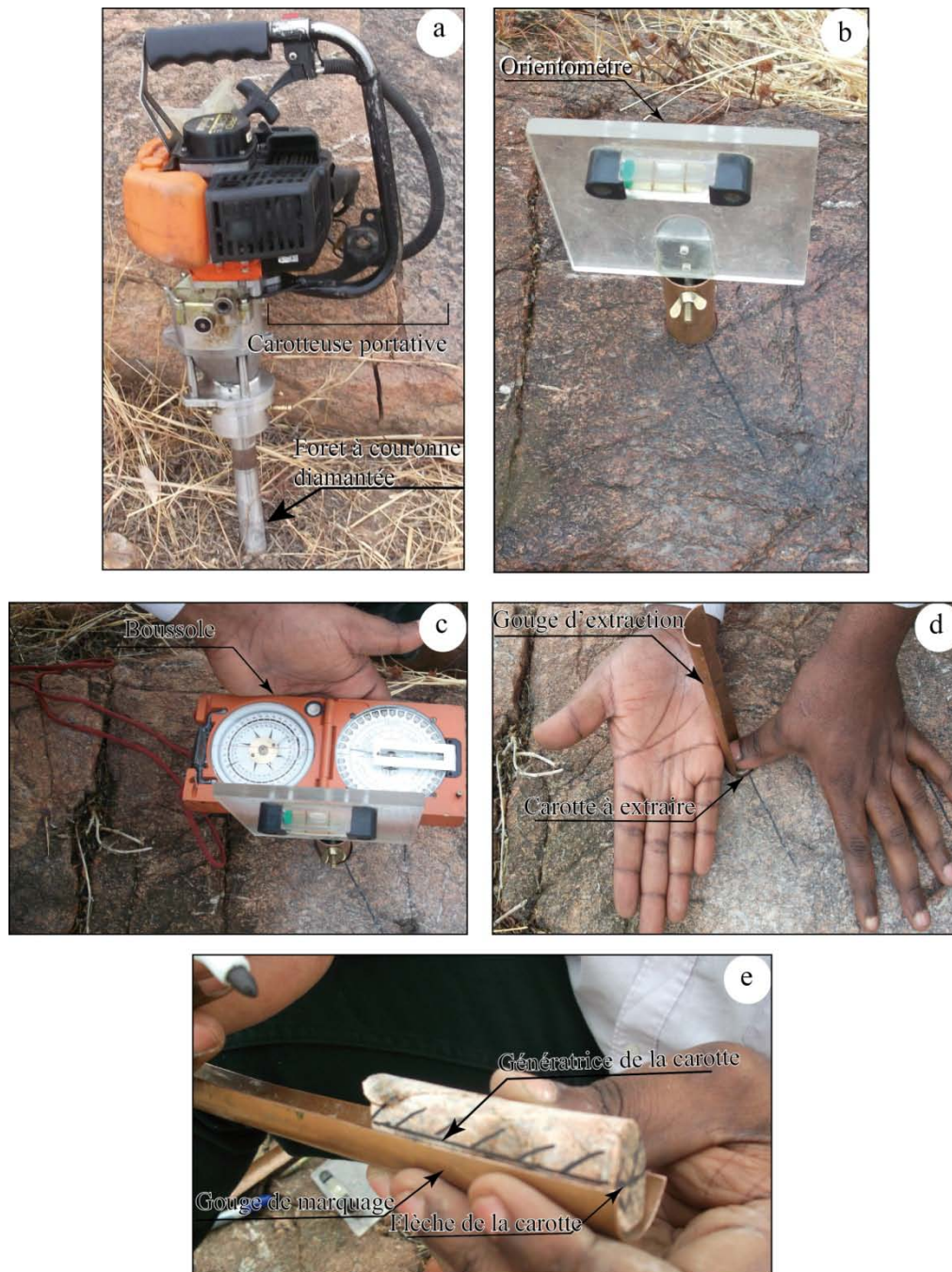


Figure 14 : Présentation de quelques étapes d'échantillonnage à l'aide de la carotteuse portable. a) Carotteuse portable ; b) Orientation de la carotte ; c) Mesure de la direction et du pendage de la carotte orientée ; d) Cassage et extraction de la carotte ; e) Marquage de la carotte.

II 3.2 - Au laboratoire

Les mesures d'ASM ont été effectuées dans deux Laboratoires : le Laboratoire de Géoscience et d'Environnement Minier (LGEM) de l'Université de Ouagadougou et le Laboratoire de Pétraphysique du CEREGE-Aix en Provence (Université Aix-Marseille, France).

Au laboratoire de Géoscience et d'Environnement Minier de Ouagadougou, les paramètres scalaires et directionnels ont été mesurés et les lames minces confectionnées. Avant toute analyse, chaque carotte a été débitée à l'aide d'une tronçonneuse (Fig. 15) en deux ou trois échantillons cylindriques (A_1 , A_2 , A_3) (diamètre $d = 25$ mm ; hauteur $h = 22$ mm) perpendiculairement à leur axe et dont le volume est de $10,8 \text{ cm}^3$. Le rapport $h/d = 0,88$ représente la meilleure approximation d'une sphère (Roy, 1983). Ceci a permis d'obtenir au total 931 carottes. Les échantillons A_1 et A_2 ont servi à mesurer les paramètres d'ASM et l'échantillon A_3 à confectionner les lames minces.



Figure 15 : Tronçonneuse permettant de découper les carottes

La mesure des paramètres d'ASM sur des carottes orientées a été possible grâce au **susceptomètre Kappabridge MFK1 – FA - Agico** muni d'un cylindre de roches et d'une unité de contrôle (Fig. 16). Le MFK1 – FA fonctionne en champ alternatif faible de 200 A/m, avec une fréquence de 976 HZ, et une sensibilité d'environ $2,10^{-8}$ SI. Le principe de fonctionnement est la mesure de la perturbation de l'inductance (aimantation induite) provoquée par un échantillon qu'on introduit dans la bobine.

Le MFK1 – FA mesure à température ambiante la susceptibilité de chaque échantillon cylindrique dans trois positions (axes) perpendiculaires (Fig. 17). Pour chacune de ces trois positions, la susceptibilité est mesurée automatiquement tout le long du cercle de rotation

autour de lui. Les mesures se font par rapport au référentiel de la carotte (orientation de la carotte sur le terrain).



Figure 16 : Susceptomètre Kappabridge MFK1-FA et ses unités de contrôle (source www.agico.com)

La mesure est ensuite rapportée au référentiel géographique. On obtient ainsi des termes diagonaux et symétriques du tenseur de l'ASM. La diagonalisation de la matrice, représentant le tenseur de l'anisotropie de susceptibilité magnétique permet d'obtenir les trois vecteurs propres correspondant aux trois principaux axes de l'ellipsoïde d'ASM (K_1 , K_2 , K_3) qui définit par ailleurs la fabrique magnétique. La fabrique magnétique de l'échantillon est ainsi définie par l'orientation et la valeur des axes principaux de l'ellipsoïde. L'axe long de l'ellipsoïde d'ASM (ou K_1) correspond à la linéation magnétique et l'axe court (K_3) correspond au pôle de la foliation magnétique. Par ailleurs, l'orientation de ces axes est repérée dans le référentiel de l'échantillon par leurs déclinaisons (DEC) et inclinaisons (INC). Mais dans la pratique, on a toujours un $K_{\max} = K_1 > K_{\text{int}} = K_2 > K_{\min} = K_3$. La susceptibilité magnétique moyenne (K_m) est donc la somme des susceptibilités des trois axes divisée par trois, $K_m = (K_1 + K_2 + K_3)/3$.

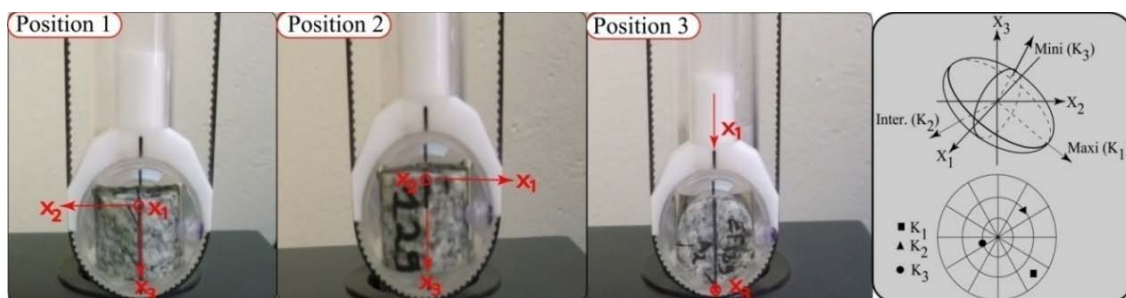


Figure 17 : Les trois positions de mesure au MFK1 – FA et représentation de l'anisotropie de susceptibilité magnétique (voir texte pour explication). EF129A₂ est le numéro de l'échantillon et K_1 , K_2 et K_3 sont des axes de l'ellipsoïde.

La connaissance de la composition chimique et de l'état de domaine magnétique de phases ferromagnétiques est d'importance fondamentale dans l'étude magnétique des roches. C'est ainsi que les courbes thermomagnétiques et les boucles d'hystérésis ont été réalisées.

• Les Cycles d'hystérésis

Les mesures d'hystérésis ont été réalisées au Laboratoire de Péetrophysique du CEREGE–Aix en Provence (Université Aix-Marseille, France). Un cycle d'hystérésis est défini par l'évolution de l'aimantation d'un échantillon soumis à un champ magnétique d'intensité variable. Dans le cadre de ce travail, les mesures ont été effectuées à l'aide d'un magnétomètre (Fig. 18) à échantillon vibrant (VSM, vibrating sample magnetometer).

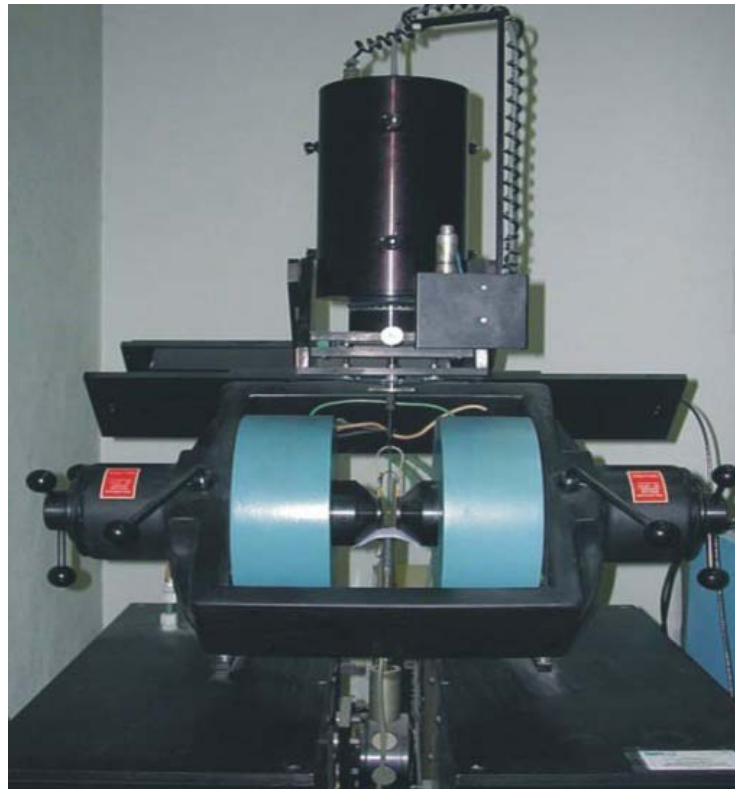


Figure 18 : Exemple de magnétomètre à échantillon vibrant VSM permettant de mesurer l'aimantation en fonction du champ appliqué sur une large gamme de champ ($\pm 1\text{T}$). Source <http://auracenter.fr/Art/D%C3%A9tection.html>

L'ensemble des variations de l'aimantation en fonction d'un champ appliqué est mesuré dans la direction d'application du champ. Cette aimantation est proportionnelle au champ appliqué. En effet, lorsque le champ magnétique croît, l'échantillon acquiert une aimantation de plus en plus importante jusqu'à atteindre la saturation. Le principe est le suivant : on sature dans un premier temps l'aimantation de l'échantillon. On détermine ainsi l'aimantation à

saturation, M_s puis on fait décroître le champ magnétique jusqu'à ce que celui-ci passe le zéro et s'inverse. On obtient alors une mesure de l'aimantation rémanente à saturation, M_{rs} ; tel que $M_s = M_{rs} + M_i$; où M_i est l'aimantation induite. En toute logique on devrait obtenir une aimantation à saturation. On appelle champ coercitif (H_c) la valeur pour laquelle l'aimantation de l'échantillon (M) repasse par zéro. Le champ coercitif rémanent, H_{cr} , est déterminé en appliquant progressivement un champ inverse après saturation. H_{cr} est le champ pour lequel le moment rémanent devient nul. Les paramètres H_c , H_{cr} , M_{rs} et M_s sont caractéristiques du minéral et de son état ferromagnétique (ou ferrimagnétique). La forme du cycle et les valeurs des rapports H_{cr}/H_c et M_{rs}/M_s dépendent de la microstructure et nous renseignent sur la taille des grains. Les cycles d'hystérésis sont donc une bonne approche de la minéralogie magnétique. Les cycles d'hystérésis permettent non seulement de mesurer pour un échantillon les contributions paramagnétique et ferromagnétique, mais aussi d'évaluer la taille des grains en utilisant les paramètres déduits de ces courbes et la forme des boucles d'hystérésis. Ainsi les boucles d'hystérésis présentent des formes spécifiques pour chaque comportement magnétique (Fig. 19).

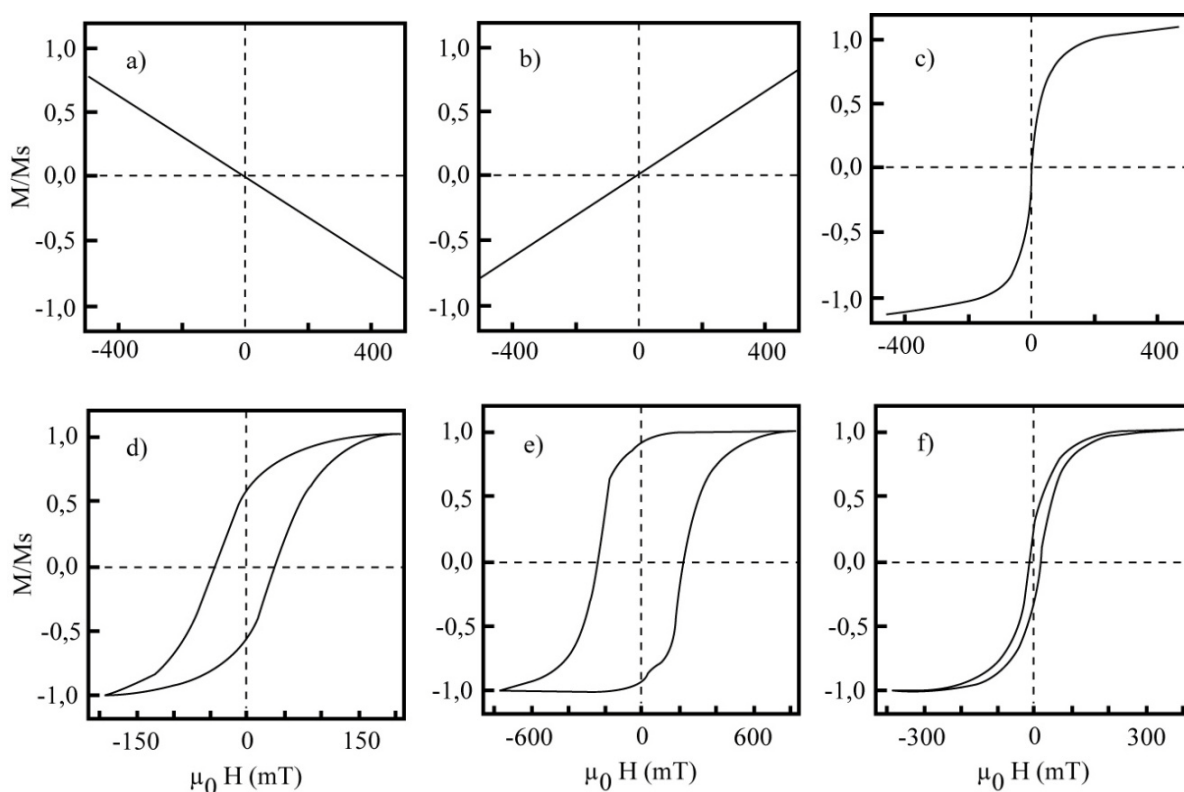


Figure 19 : Courbes d'hystérésis des grains de magnétiques spécifiques pour chaque comportement magnétique : a) Diamagnétique ; b) Paramagnétique ; c) super-paramagnétique ; d) Simple-Domains (SD) uniaxial ; e) Simple-Domains (SD) magnetocristalline ; f) Pseudo-Simple-Domains (PSD) d'après Tauxe *et al.* (1996).

II 3.3 – Traitement des données

Les données brutes obtenues permettent de calculer des paramètres scalaires les plus utilisés (la magnitude de la susceptibilité magnétique, les anisotropies magnétiques et le paramètre de forme) et les paramètres directionnels (foliation et linéation magnétiques), caractéristiques des ellipsoïdes d'ASM. Elles permettent aussi de passer de l'échelle de l'échantillon à celle du site en faisant une moyenne représentative du site.

II 3.3.1 – Traitement à l'échelle de l'échantillon

Les données obtenues sont traitées, par la suite, à l'aide du logiciel ANYSOFT. Ce programme de calcul donne directement, moyennant les indications de l'orientation de la carotte sur le terrain, les orientations des trois axes principaux dans le repère géographique et les paramètres scalaires (Tableau II). Ceci permet d'apprécier immédiatement après la mesure des échantillons d'un site, l'homogénéité de ce site. Le principe de fonctionnement est détaillé dans le paragraphe II 3.2.

Tableau II : Les paramètres scalaires et directionnels des échantillons EF002 A et B du site EF002.

Nom	Paramètres scalaires					Paramètres directionnels					
	Km	L	F	P	T	K1dec	K1inc	K2dec	K2inc	K3dec	K3inc
EF002A1	31557,56	1,061	1,487	1,577	0,742	29,9	26,1	161,5	53,6	287,6	23,5
EF002A2	28886,05	1,039	1,5	1,559	0,827	29,6	21,7	162,3	59,6	291,2	20,2
EF002A3	26040,48	1,036	1,46	1,512	0,831	33,7	22,5	165,7	58,2	294,4	21,2
EF002B1	27595,08	1,072	1,537	1,648	0,721	15	9,7	128,3	66,7	281,2	21
EF002B2	27869,51	1,081	1,557	1,684	0,699	10,9	0,9	103,5	70,3	280,6	19,7
EF002B3	22142,52	1,073	1,514	1,624	0,71	189,4	3,9	87,8	71,5	280,7	18,1
EF002	27348,53	1,06	1,51	1,60	0,76	21	13	143	66	286	21

II 3.3.2 – Traitement à l'échelle du site

Pour chaque site, les moyennes des paramètres scalaires et vectoriels de l'ASM sont obtenues et traitées par la suite à l'aide du logiciel Excel (Tableau II). La moyenne des données scalaires est directement calculée en faisant tout simplement le rapport de la somme de chaque paramètre sur le nombre de paramètres (voir Tableau II). Les moyennes des données directionnelles (K_1 et K_3) sont calculées en utilisant la moyenne matricielle des quatre ou cinq ellipsoïdes moyens du site (i.e. EF002) repérées par leur azimut (par rapport au Nord magnétique) et leur pendage ou plongement. On définit ainsi pour un site une linéation magnétique parallèle à K_1 et une foliation magnétique qui correspond au pôle de foliation magnétique K_3 . Ces moyennes (directionnelles et scalaires) feront ultérieurement l'objet des descriptions plus approfondies accompagnées des cartes (i) de foliation

magnétique et de linéation magnétique pour les moyennes des données directionnelles et (ii) des cartes de susceptibilité magnétique, d'anisotropie magnétique et de paramètre de forme pour les moyennes scalaires.

Cette partie nous a permis de faire un bref aperçu sur les techniques et les appareils utilisés pour les mesures d'Anisotropie de la Susceptibilité Magnétique (ASM) qui est l'une des techniques les plus efficaces aussi bien dans la détermination de la fabrique des roches que dans la caractérisation de la déformation qui affecte ces roches. Les mesures d'ASM commencent par le prélèvement des carottes orientées sur le terrain, au moyen d'une carotteuse portable. Les mesures de laboratoire se font soit au moyen d'un susceptomètre de type Kappabridge MFK1-FA, soit au moyen d'un magnétomètre à échantillon vibrant (VSM, vibrating sample magnetometer). Le Kappabridge mesure les paramètres scalaires et directionnels. Les données obtenues sont par la suite traitées afin d'obtenir pour chaque site, les moyennes des paramètres scalaires et vectoriels de l'ASM ainsi que les représentations stéréographiques des données d'ASM. Les résultats des mesures de l'ASM permettent de déterminer la fabrique des roches, le mécanisme dominant de la déformation ainsi que les phases associées. Le magnétomètre mesure l'aimantation en fonction du champ appliqué sur une large gamme de champ ($\pm 1\text{T}$). Les résultats obtenus permettent de construire les courbes d'hystérésis afin de déterminer la contribution des minéraux porteurs de la susceptibilité magnétique dans la magnétisation.

CHAPITRE III – CARACTERISATION PETROGRAPHIQUE

Le complexe plutonique de Misajé est composé de granites et de granodiorites. Ce complexe, partiellement orthogneissifié dans sa partie « est » est mis en place dans un encaissant métamorphique constitué d'amphibolites et de migmatites à biotite et amphibole. Il est partiellement recouvert à l'Est et à l'Ouest par les formations volcaniques tertiaires de la Ligne Volcanique du Cameroun. Les données géochronologiques présentées dans ce travail sont celles de Tetsopgang (2003) ; Tetsopgang *et al.* (1999 ; 2006 ; 2008).

Un échantillonnage minutieux sur 184 sites (Fig. 20) a été effectué sur l'ensemble plutonique et son encaissant métamorphique. L'observation macroscopique a permis de sélectionner 65 échantillons les plus représentatifs sur lesquels des lames minces orientées ont été confectionnées. Ces lames ont servi pour les études pétrographiques et microstructurales. La description des minéraux constitutifs des roches dans chaque type pétrographique se fait sur la base des minéraux cardinaux, essentiels et accessoires observés dans la roche.

III 1 – Ensemble métamorphique

Les roches de l'ensemble métamorphique affleurent essentiellement en dalles dans les lits des cours d'eau, en contre bas des collines et en lambeaux dans les granites des localités de Misajé, de Dumbu et de Mbandé. Ce sont les amphibolites, les migmatites à biotite et amphibole et les orthogneiss à biotite et amphibole.

III 1.1 – Amphibolites

Les amphibolites affleurent soit en dalles, en bordures du pluton (au Sud de Misajé) soit sous forme d'enclaves de tailles millimétriques à centimétriques dans les granites à biotite et amphibole. Elles sont de couleur vert-sombre, à grain fin à grossier. Elles sont parfois traversées par des filons quartzifères (Fig. 21a). Les niveaux quartzifères répétés à certains endroits définissent dans les amphibolites des rubanements centimétriques (pour les niveaux sombres) et millimétriques (pour les niveaux clairs). Au microscope, les amphibolites présentent généralement une texture granoblastique (Fig. 21b). Elles sont constituées essentiellement d'amphibole et de plagioclase. Localement, apparaît la biotite (Fig. 21b).

L'amphibole, de taille inférieure au millimètre est une hornblende verte. Elle est pléochroïque dans les tons brun-clair à vert-foncé et se présente en cristaux jointifs. Les sections vert-foncé renferment couramment des inclusions de zircon.

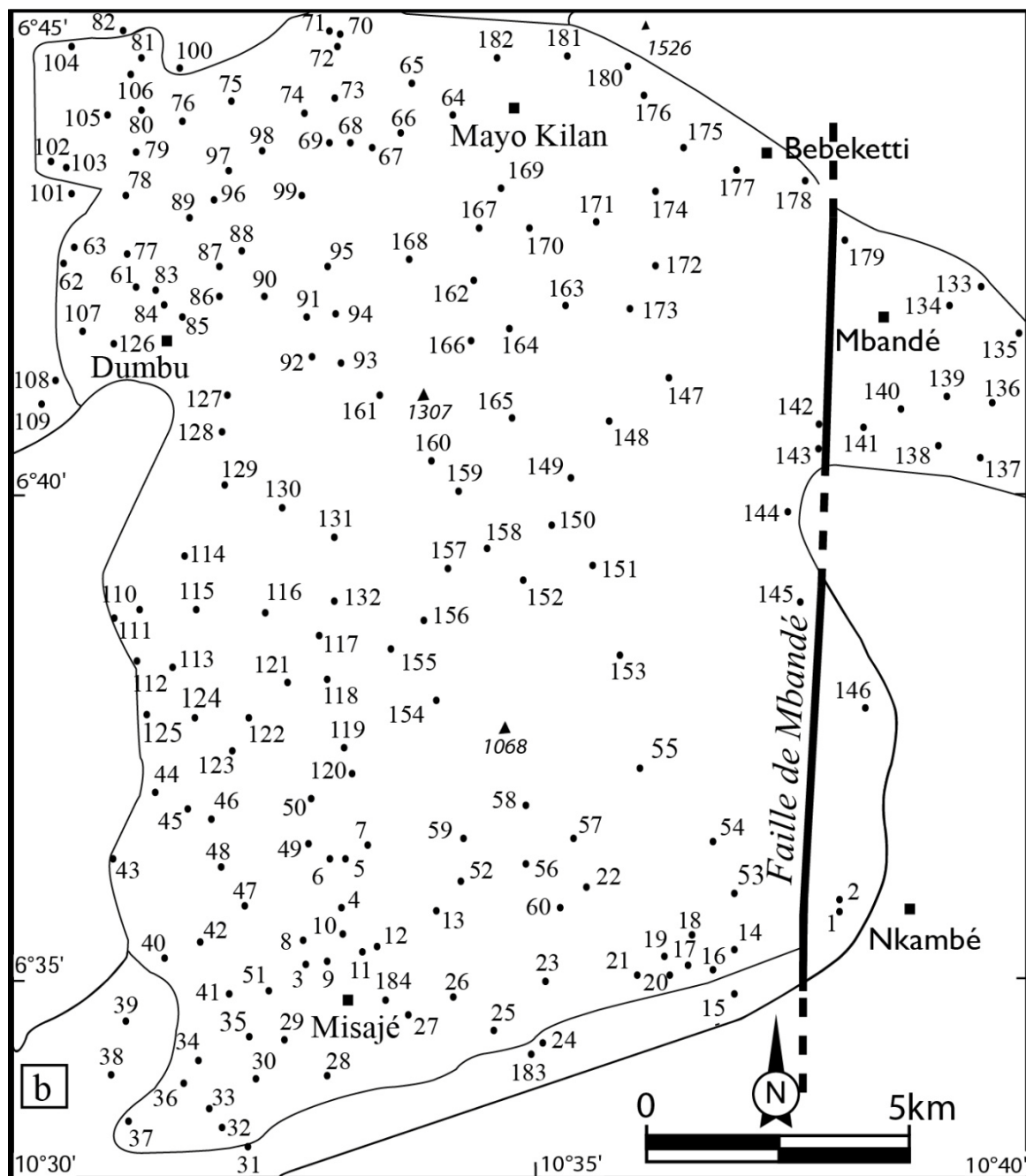


Figure 20 : Carte d'échantillonnage de la zone d'étude.

La biotite est pléochroïque dans les tons brun-clair. Elle s'observe généralement en petites paillettes de 0,2 - 0,3 mm environ de grand axe et 0,1 - 0,2 mm de petit axe, associées aux cristaux d'amphibole.

Le plagioclase se présente en cristaux subautomorphes à xénomorphes. Il développe des macles fines d'albite. Certaines tablettes trapues présentent des microfentes au sein desquelles sont logés des cristaux d'amphibole. Le plagioclase présente de nombreuses inclusions de zircon.

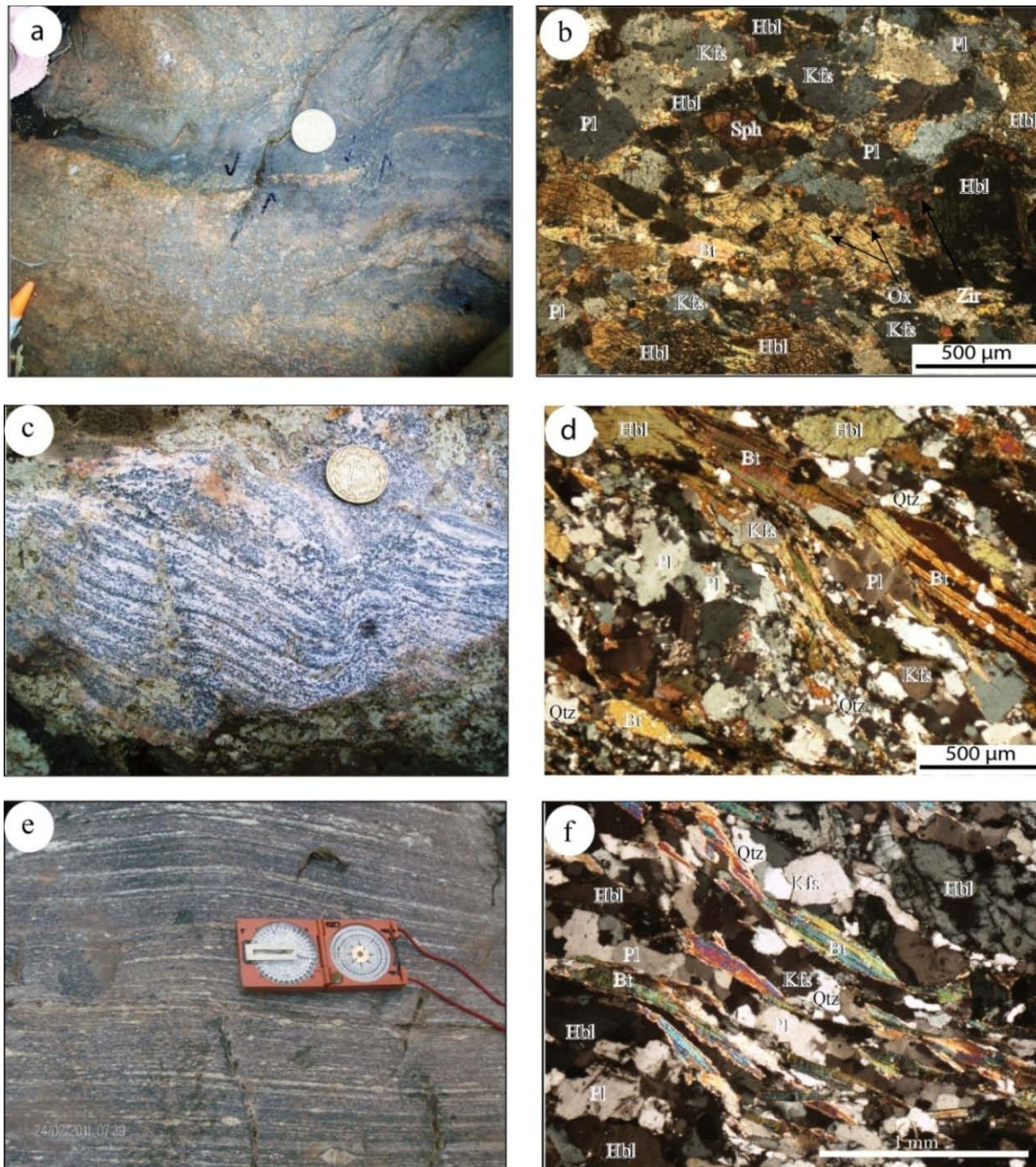


Figure 21 : Aspects macroscopique et microscopique de l'ensemble métamorphique. La longueur de la boussole est de 20 cm et le diamètre de la pièce de monnaie est de 2,5 cm. Ces échelles restent identiques pour toutes les images présentées dans ce travail. a) Affleurement en dalle de l'amphibolite massive de Misajé ; b) Texture granoblastique dans l'amphibolite massive. Notez le sphène losangique en inclusion dans les cristaux d'amphibole ; c) ; Affleurement en dalle de la migmatite à biotite et amphibole ; d) Texture granoblastique hétérogranulaire dans la migmatite à biotite et amphibole ; e) Affleurement en dalle de l'orthogneiss à biotite et amphibole de Mbandé ; f) Texture granoblastique hétérogranulaire dans les orthogneiss à biotite et amphibole. NB : les photos d'affleurements présentées sont observées sur le plan horizontal.

Le feldspath alcalin de taille comprise entre 0,2 - 0,4 mm de long et 0,1 - 0,3 mm de large, est une orthose. Il apparaît en cristaux xénomorphes couramment associés soit aux tablettes de plagioclase, soit aux cristaux d'amphibole.

Le quartz observé est tardif et apparaît en petits grains isolés dans les microfractures. Il est à extinction ondulante.

Les phases minérales accessoires sont généralement constituées de sphène, de zircon et des minéraux opaques.

Le sphène s'observe en cristaux losangiques en inclusions dans les cristaux d'amphibole (Fig. 21b).

Le zircon est généralement en inclusions dans les feldspaths.

Les minéraux opaques sont rares et s'observent en inclusions dans les cristaux d'amphibole.

III 1.2 – Migmatite à biotite et amphibole

La migmatite à biotite et amphibole affleure en dalles au NW, au Sud et au SW du pluton de Misajé (Fig. 21c). Son grain est moyen à fin. Elle est marquée par une alternance de bandes de couleur et de composition différente. Les bandes claires sont millimétriques et riches en minéraux quartzo-feldspathiques alors que les bandes sombres sont centimétriques et riches en biotite et amphibole. Ces migmatites sont souvent recoupées par des filons aplitiques.

Au microscope, la roche présente une texture granoblastique hétérogranulaire, avec un cortège minéralogique constitué de quartz, plagioclase, feldspath alcalin, biotite, amphibole (Fig. 21d).

Le quartz se présente soit sous forme de petites plages à extinction ondulante et à contours sinueux, soit sous forme de granules entre les limites des cristaux de feldspath alcalin et de plagioclase.

Le plagioclase est xénomorphe, de taille comprise entre 0,3 - 0,5 mm de long et 0,1 - 0,25 mm de large. Il est généralement allongé suivant la schistosité (Fig. 21d). Certains cristaux présentent des macles mécaniques en biseau.

Le feldspath alcalin est une orthose. Il est généralement en petites sections allongées suivant la schistosité.

La biotite se présente soit en petites paillettes brun-clair isolées, soit en grandes paillettes à bordures effilochées, associées aux feldspaths et amphibole.

L'amphibole est une hornblende verte. Elle se présente en prismes allongés et renferme généralement des inclusions de minéraux opaques.

Les minéraux accessoires sont représentés par les cristaux de zircon et les minéraux opaques.

Le zircon est généralement sous forme de cristaux subautomorphes en inclusions dans les paillettes de biotite et d'amphibole.

III 1.3 – Orthogneiss à biotite et amphibole

L'orthogneiss à biotite et amphibole s'observe à la bordure « est » du pluton de Misajé dans la localité de Mbandé. De couleur gris-clair, il affleure généralement en dalles (Fig. 21e) et est composé de quartz, feldspaths, biotite et amphibole. Le feldspath et le quartz étirés suivant la schistosité de la roche sont couramment observés dans la bande claire. Certains cristaux isolés de feldspath présentent des structures sigmoïdales asymétriques. La biotite et l'amphibole sont respectivement en fines paillettes et en aiguilles dans la roche.

Au microscope, la roche présente une texture granoblastique hétérogranulaire, localement oeillée (Fig. 21f). Les minéraux accessoires sont constitués d'opakes et de sphène.

Le quartz est très abondant. Il est à extinction ondulante. On note la présence des myrmékites à la limite feldspath alcalin - plagioclase. Parfois, le quartz se présente en rubans polycristallins.

Le feldspath alcalin est une orthose et se présente généralement en petites sections globuleuses. Ces sections globuleuses sont par endroits entourées des paillettes de biotite ou des cristaux d'amphibole, suivant la schistosité de la roche forme des « yeux ». D'où l'appellation texture localement oeillée. Les phénocristaux présentent parfois des fractures dans lesquelles cristallise la biotite.

Le plagioclase est en petits cristaux (de taille inférieure au millimètre) et présente la macule de l'albite. Il est couramment associé aux cristaux de quartz et d'orthose.

La biotite apparaît en paillettes de couleur brune à brun-foncé. Elle s'observe en petites paillettes regroupées en deux ou trois individus. Certaines paillettes sont flexurées (Fig. 21f). Les clivages de la biotite sont souvent colonisés par des granules d'oxyde.

L'amphibole est une hornblende verte. Elle forme avec la biotite l'essentiel des niveaux ferromagnésiens. Quelques cristaux se trouvent isolés dans les niveaux quartzo-feldspathiques. Les cristaux associés à la biotite sont orientés dans le sens de la schistosité.

Les minéraux accessoires sont constitués des minéraux opaques, du zircon et de l'apatite.

Les minéraux opaques sont soit sous forme de granules parsemés dans la roche, soit sous forme de trainées orientées dans le sens de la schistosité de la roche. Ils sont aussi généralement en inclusion dans l'amphibole.

Le zircon est automorphe et s'observe généralement en inclusion dans les paillettes de biotite.

L'apatite est rare et s'observe en inclusion dans le feldspath alcalin.

III 2 – Ensemble plutonique

Les roches de l'ensemble plutonique affleurent sous forme de boules, de blocs, ou de dalles dans les lits des cours d'eau ou sur les sommets des collines. Par ordre d'abondance, ces roches sont constituées de : granite à biotite et amphibole, granite à biotite, granodiorite et granite leucocrate. Le granite à biotite et amphibole est parfois recoupé par des filons de granite à biotite. Localement, il renferme des enclaves d'amphibolites et de migmatite à biotite et amphibole.

III 2.1 – Granite à biotite et amphibole (GBH)

Le granite à biotite et amphibole affleure en dalles le long des cours d'eau dans les localités de Misajé, Mayo Kilan, Bebeketti et au Nord de Dumbu et en boules métriques à l'Ouest de Mbandé. C'est un granite au sein duquel coexistent les cristaux non déformés et déformés de feldspaths (sous forme de sigmoïdes), de biotite et d'amphibole. A Misajé, ce granite présente des mégacristaux centimétriques de feldspaths déformés (Fig. 22a). Dans sa partie « est », ce granite est mylonitisé et présente un aspect orthogneissifié, d'où l'appellation

« orthogneiss à biotite et amphibole ». Le quartz est parfois étiré et se présente en rubans ondulants.

Au microscope, la roche présente une texture grenue hétérogranulaire, faite de quartz, feldspath alcalin, plagioclase, biotite, amphibole et accessoirement de l'apatite, des minéraux opaques et du zircon (Fig. 22b et c).

Le quartz représente en moyenne 20 % de la roche. Il se présente en granules et en rubans, avec un relief faible et une extinction roulante caractéristique. Les sections en granules moultent les paillettes de biotite et d'amphibole alors que les sections en rubans sont associées au plagioclase, à l'amphibole et à la biotite (Fig. 22c).



Le plagioclase est subautomorphe et représente en moyenne 20 % des minéraux de la roche. Il présente la macle de l'albite. Au contact plagioclase-amphibole (Fig. 22b), se développent le plus souvent des granules de quartz plus ou moins étirés. Par endroits, on observe des cristaux de plagioclase qui développent des macles mécaniques en biseau. Certaines sections se déstabilisent en damourite.

Le feldspath alcalin, de taille variant de 0,1 mm à 0,3 mm de large et de 0,2 mm à 0,5 mm de long est constitué de l'orthose et du microcline. Il représente en moyenne 10 à 15 % des minéraux de la roche et se présente en sections automorphes à subautomorphes. Les sections automorphes sont moulées par les paillettes de biotite (Fig. 22c) alors que les sections subautomorphes sont accolées aux cristaux d'amphibole et aux paillettes de biotite (Fig. 22b).

La biotite (15-20 %) est subautomorphe à xénomorphe. De couleur brun à brun-foncé, elle est couramment observée en association avec les cristaux de quartz, de feldspaths et d'amphibole (Fig. 22b et c). Par endroits, le contact entre la biotite, l'amphibole et le quartz est soit rectiligne (Fig. 22b) soit sinueux (Fig. 22c). Certaines sections de biotite présentent des clivages flexueux. Elles sont à inclusions de minéraux opaques et de zircon (Fig. 22c).

L'amphibole (20-25 %) est une hornblende verte. Elle se présente en sections longitudinales ou hexagonales (Fig. 22b). Certains cristaux, de dimensions plurimillimétriques, englobent des granules de quartz (Fig. 22c). L'amphibole présente un contact jointif et franc avec le plagioclase. En inclusions, sont observés les minéraux opaques et le zircon.

Le zircon est automorphe de couleur brun-jaunâtre et bordé d'une auréole pléochroïque (Fig. 22c).

Les minéraux opaques sont soit allongés soit globuleux. Ils s'observent pour la plupart dans la zone de contact entre la biotite et l'amphibole.

L'apatite est en baguettes et s'observe en inclusions dans les cristaux d'amphibole.

III 2.2 – Granite à biotite (GB)

Le granite à biotite affleure en dalles, le long des cours d'eau dans la localité de Dumbu (Fig. 23a), et en boule à l'Ouest de Misajé. A l'affleurement, le granite à biotite est hétérogranulaire, mais plus ou moins homogène dans sa composition minéralogique. En son sein apparaissent souvent des traînées et des amas de biotite. La roche est de couleur gris-clair, à grain moyen à fin avec des minéraux de taille millimétrique à centimétrique.

Au microscope le granite à biotite présente une texture à grain moyen à grossier avec des cristaux jointifs (Fig. 23b). Cependant, certains affleurements de granite à biotite observés en bordure du pluton présentent au microscope des sous grains de quartz autour du feldspath

alcalin (Fig. 23c), caractéristique de la texture protomylonitique. La roche est composée de quartz, feldspaths et biotite. Les minéraux accessoires présents dans la roche sont l'épidote, les minéraux opaques, le zircon et le sphène.

Le quartz (25 - 30 %) est xénomorphe. Il s'observe en plages polycristallines, à extinction ondulante. Il s'observe souvent en agrégats de nids d'abeilles et/ou en granules (échantillons EF47 et EF111) associées aux feldspaths alcalins (Fig. 23c). Certaines sections présentent des contours sinueux (Fig. 23b). Le quartz moule très fréquemment les autres minéraux (Fig. 23b et c).

Les feldspaths sont de deux types : le feldspath alcalin et le plagioclase.

Le feldspath alcalin (30 - 35 %), subautomorphe à xénomorphe, est constitué de l'orthose et du microcline. Le microcline est facilement identifiable par sa macle péricline (Fig. 23b et c). Le microcline présente parfois des bordures émoussées. A l'intérieur des fissures, sont logés des granules de quartz et des inclusions de biotite.

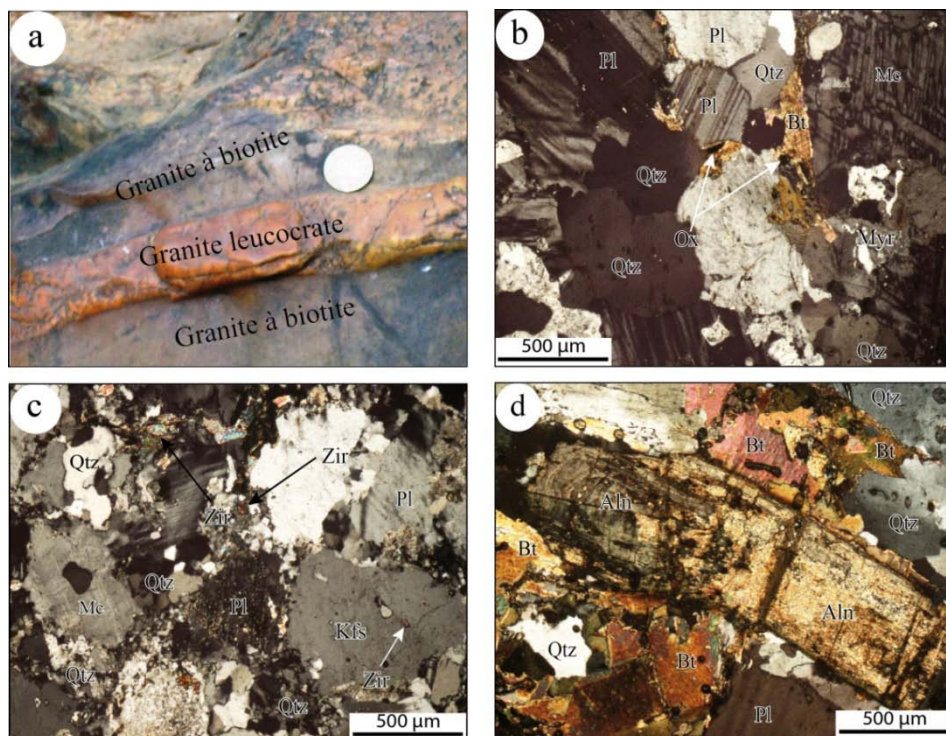


Figure 23 : Aspects macroscopique et microscopiques du granite à biotite du pluton de Misajé. a) Affleurement en dalle du granite à biotite de la localité de Dumbu ; b) Texture à grains moyens et grossiers dans un granite à biotite ; c) Texture protomylonitique caractérisée par les sous grain de quartz formant une couronne autour des feldspaths ; d) Phénocristal d'allanite présentant une zonation. NB : la photo d'affleurement présentée est observée sur le plan horizontal.

Le plagioclase (20 %) est automorphe à subautomorphe et présente la macle polysynthétique d'albite (Fig. 23b). Il est souvent associé aux cristaux de quartz et biotite. Il développe parfois des macles mécaniques en biseau (Fig. 23c). En inclusions, on observe aussi des minéraux opaques et du zircon.

La biotite, peu abondante (5-10 %) et de couleur brun-clair, est automorphe à subautomorphe. Elle apparaît en association de deux ou trois individus et moule les cristaux d'allanite (Fig. 23d). Elle contient de nombreuses inclusions de zircon et de granules d'oxyde. Certaines sections présentent des clivages flexueux et d'autres se déstabilisent progressivement en chlorite.

L'épidote est une allanite, colorée et pléochroïque dans les tons jaune-clair et se présente en sections losangiques et très souvent zonées (Fig. 23d).

Le zircon se trouve en inclusions soit dans les feldspaths alcalins, soit dans les nids des sous grains de quartz.

Les minéraux opaques et le sphène sont couramment en inclusions dans la biotite.

III 2.3 – Granodiorite (GD)

La granodiorite se trouve en enclaves fusiformes (centimétriques à métriques) et en boules dans le granite à biotite et amphibole de Misajé (au Sud du pluton ; Fig. 24a) ou en enclaves ovoïdes (millimétriques à centimétriques) dans le granite à biotite de Dumbu. Les enclaves ovoïdes et les boules sont généralement compactes. Dans les enclaves fusiformes, les cristaux d'amphibole et de plagioclase sont de taille inférieure au millimètre et se présentent sous forme d'aiguilles. A Misajé, la granodiorite présente un contact franc avec le granite à biotite et amphibole. De couleur gris-sombre, la granodiorite a une composition minéralogique homogène. A l'affleurement, la roche est riche en feldspath et amphibole.

Au microscope, la granodiorite présente une texture grenue hétérogranulaire avec une composition minéralogique faite de plagioclase, amphibole, clinopyroxène, feldspaths alcalins, quartz et biotite. Les minéraux accessoires sont constitués de minéraux opaques, d'apatite et du zircon.

Le plagioclase est automorphe à subautomorphe. Son abondance varie entre 30 et 40 %. Il présente une relation d'équilibre avec le feldspath alcalin, l'amphibole et le quartz. Le plagioclase renferme par endroits des inclusions des minéraux opaques (Fig. 24b).

Le feldspath alcalin (< 10 %) est une orthose. Elle est automorphe à subautomorphe. L'orthose présente un contact franc avec l'amphibole. Elle renferme couramment des inclusions de minéraux opaques.

Le quartz est xénomorphe (5 %), et se présente sous forme de plages à extinction ondulante. Aux extrémités des cristaux de plagioclase, le quartz développe fréquemment des myrmékites.

L'amphibole (5 – 10 %) est une hornblende verte. Elle s'observe autour des phénocristaux de clinopyroxène. Elle est accolée soit à ce dernier, soit aux lattes de plagioclase. Certains cristaux d'amphibole renferment des minéraux opaques (Fig. 24b).

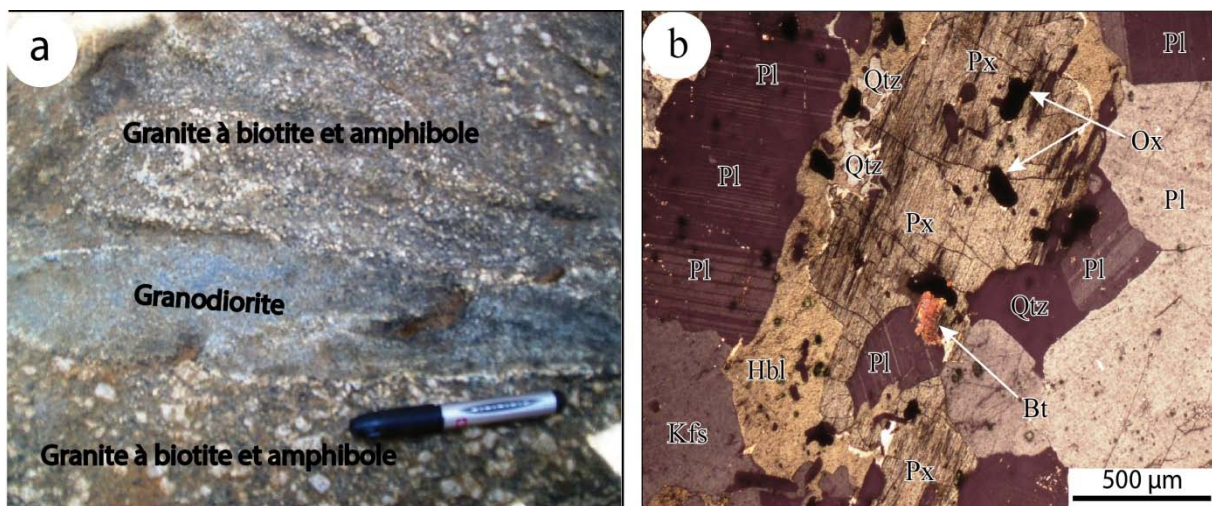


Figure 24 : Aspects macroscopique et microscopique de la granodiorite. a) Enclave fusiforme de granodiorite dans le granite à biotite et amphibole de Misajé ; b) Cristaux de clinopyroxène présentant le phénomène de retromorphose. La longueur du marqueur est de 12 cm et reste identique pour toutes les autres photos présentées dans ce travail. NB : la photo d'affleurement présentée est observée sur le plan horizontal.

Le clinopyroxène (15 – 20 %) est automorphe à subautomorphe (Fig. 24b). Autour de ce dernier, s'observent les cristaux de quartz et de plagioclase. Le clinopyroxène se déstabilise progressivement en amphibole, quartz, plagioclase, minéraux opaques, matérialisant le phénomène de retromorphose selon la réaction $\text{Cpx} + \text{H}_2\text{O} \longrightarrow \text{Hbl} + \text{Pl} + \text{Qtz} + \text{Ox}$.

La biotite est brun-clair. Elle est automorphe et représente en moyenne 5 % des minéraux de la roche. Elle est généralement accolée aux cristaux de plagioclase et de clinopyroxène et orientée suivant le clivage longitudinal du clinopyroxène.

Le zircon et l'apatite sont automorphes et sont observés en inclusions dans les cristaux de clinopyroxène et/ou plagioclase.

III 2.4 – Granite leucocrate (GL)

Le granite leucocrate affleure en dykes orientés NNE-SSW dans la fissure laissée par le granite à biotite et amphibole et le granite à biotite de Dumbu et de Misajé (Cf. Fig. 23a et 26). A l'affleurement, la roche est de couleur blanchâtre, à grain moyen à fin. Elle est constituée essentiellement de quartz et de feldspaths.

L'observation microscopique du granite leucocrate montre qu'il présente une texture hétérogranulaire, riche en quartz et feldspaths (plagioclase et microcline) (Fig. 25b). Les minéraux accessoires sont les minéraux opaques et le zircon.

Le quartz (50 – 55 %) est xénomorphe. Il se présente en cristaux de grande taille variant entre 0,3 et 0,5 mm de grand axe et 0,2 et 0,3 mm de petit axe. Il montre une extinction roulante bien marquée. Certaines sections présentent des contours « dentelés ». Ces sections à contours « dentelés » sont généralement associées aux micro-grains de quartz recristallisés dans les micro-fractures des feldspaths.

Le plagioclase est facilement reconnaissable par sa macles polysynthétiques de l'albite. Il occupe environ 30 % du volume de la roche. Les sections automorphes à subautomorphes observées sont en général accolées aux cristaux de quartz. Les sections subautomorphes sont à aspect trouble et se déstabilisent progressivement en damourite (Fig. 25b). Certains cristaux de plagioclase sont zonés, et d'autres présentent des intercroissances en vermicules de quartz formant des myrmékites.

Le microcline est caractérisé ici par son quadrillage chatoyant. Il est subautomorphe et représente environ 15 % des minéraux de la roche (Fig. 25a et b). Certains cristaux sont parfois à cœur d'orthose indiquant une microclinisation de cette dernière.

Les minéraux opaques sont observés soit en inclusions dans le plagioclase, soit dans la zone de contact entre le microcline et le plagioclase, soit dans les microfractures de plagioclase.

Le zircon est rare et s'observe en inclusions dans le plagioclase zoné.

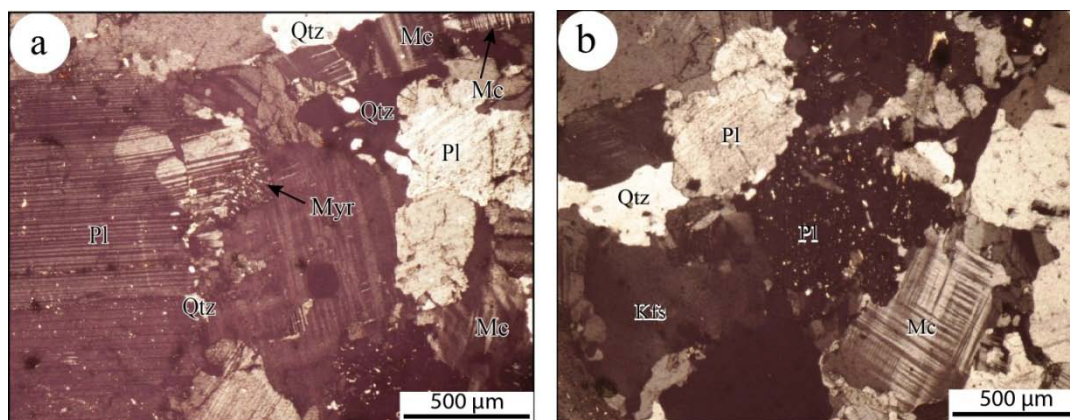


Figure 25 : Aspects microscopique du granite leucocrate du pluton de Misajé. (a, b) Texture hétérogranulaire et (b) déstabilisation du plagioclase en damourite dans le granite leucocrate.

III 3 – Equivalence entre les échantillons datés par Tetsopgang *et al.* (1999 et 2008) et ceux décrits dans le cadre de ce travail

Nos investigations faites sur le terrain ont permis d'établir une corrélation entre les échantillons datés par les auteurs suscités et ceux décrits dans le cadre de ce travail (Tableau III) et une esquisse de la carte géologique (Fig. 26).

Tableau III. Quelques échantillons de roche datés par Tetsopgang *et al.*, 1999 et 2008 et leurs correspondances.

Echantillons de roches datés par Tetsopgang <i>et al.</i> , 1999 et 2008.	Correspondance dans le cadre de ce travail	Méthode d'analyse Th-U-Pb sur zircon	Ages
Granites à biotite et amphibole (N ₉)	Granites à biotite et amphibole	Th-U-Pb sur zircon	569 ± 12 Ma
Granite à biotite folié (N ₁ , N ₂ et M ₈)	Granite à biotite	Th-U-Pb sur zircon	560 ± 9 Ma
Gneiss porphyroblastiques et en bandes (I ₈ et I ₁₀)	Orthogneiss à biotite et amphibole	Th-U-Pb sur Allanite	532 ± 35 Ma

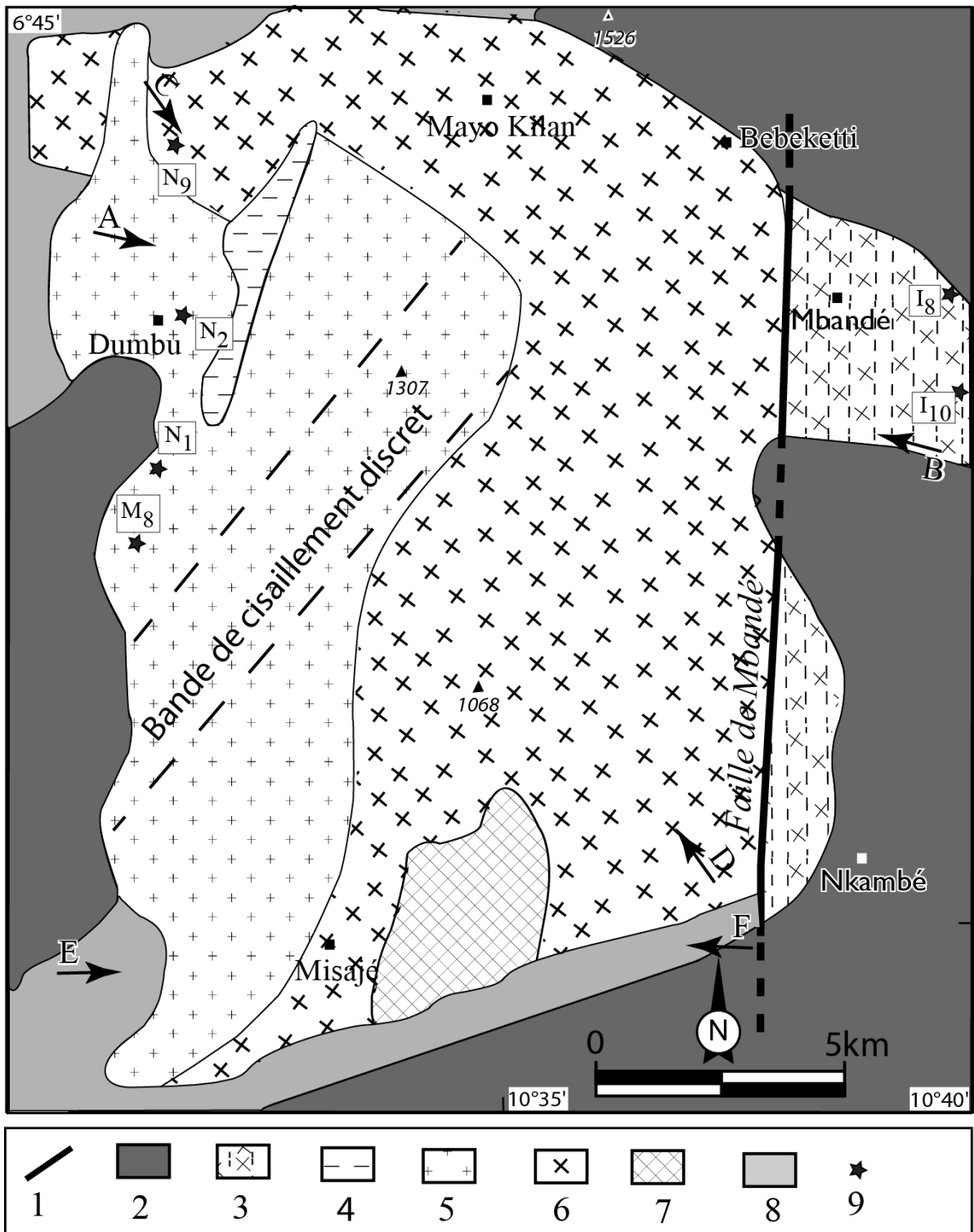


Figure 26 : Esquisse géologique présentant les ensembles lithologiques de la zone d'étude. 1 = Faille ; 2 = Roches volcaniques ; 3 = Orthogneiss à biotite et amphibole ; 4 = Granite leucocrate ; 5 = Granite à biotite ; 6 = Granite à biotite et amphibole ; 7 = Granodiorite ; 8 = migmatite à biotite et amphibole et amphibolites ; I₈, I₁₀, N₁, N₂, N₉, M₈ = Echantillons datés. A-B et C-D et E-F = Traits de coupes réalisés dans le chapitre suivant.

Conclusion

Les travaux de terrain et les observations microscopiques des lames minces ont permis de recenser dans la zone d'étude deux grands groupes pétrographiques (1) les roches plutoniques (granite à biotite et amphibole, granite à biotite, granodiorite et granite leucocrate) et (2) les roches métamorphiques (amphibolites, migmatite à biotite et amphibole et orthogneiss à biotite et amphibole). L'ensemble est partiellement recouvert par les roches volcaniques (Fig. 26).

Les minéraux essentiels des granites de Misajé présentent des textures magmatiques : accollement des tablettes de feldspaths, minéraux jointifs, inclusions automorphes des minéraux primaires. Les relations entre les différentes phases minérales permettent de proposer les associations minérales suivantes : quartz + plagioclase \pm minéraux opaques \pm zircon pour le granite leucocrate ; quartz + feldspath alcalin + plagioclase + biotite \pm allanite \pm minéraux opaques \pm zircon ; pour le granite à biotite ; quartz + plagioclase + feldspath alcalin + biotite + hornblende \pm apatite \pm minéraux opaques \pm zircon pour le granite à biotite et amphibole ; plagioclase + quartz + feldspath alcalin + hornblende + clinopyroxène + biotite \pm minéraux opaques \pm apatite \pm zircon pour la granodiorite.

Dans le faciès métamorphique, les amphibolites présentent une association minérale principale (plagioclase + hornblende \pm biotite) à laquelle s'ajoute les minéraux accessoires (minéraux opaques + sphène + zircon). Les migmatites à biotite et amphibole présentent une association minérale composée de quartz + feldspath alcalin + plagioclase + biotite + hornblende \pm zircon \pm minéraux opaques. Dans les orthogneiss à biotite et amphibole, deux paragenèses minérales sont observées. (1) La paragenèse antétectonique avec un protolithe magmatique : quartz + orthose + plagioclase + biotite + hornblende et (2) la paragenèse syn à tardi-tectonique composée de : chlorite + quartz + microcline + plagioclase \pm biotite \pm hornblende. La coexistence de ces deux paragenèses traduit la complexité de l'histoire géologique des orthogneiss à biotite et amphibole.

Les différentes associations minérales observées dans le secteur d'étude ainsi que les habitus de certains minéraux (feldspaths reliques en phénocristaux, biotite dans la schistosité, biotite à clivages flexueux), confirment l'existence des phases de déformations observées sur le terrain dont l'analyse fera l'objet du chapitre suivant.

CHAPITRE IV – ETUDE STRUCTURALE ET MICROSTRUCTURALE

Ce chapitre, consacré à l'analyse structurale et microstructurale permettra de décrire les éléments structuraux et les différents types de microstructures enregistrés dans les formations géologiques étudiées. Les coupes géologiques ont été effectuées suivant les traits de coupe les plus représentatifs afin de mieux ressortir les relations entre les différents types lithologiques traversés et même les éléments structuraux. Pour la suite du travail, les coupes géologiques sont d'abord présentées sur la base des traits de coupes représentés sur la figure 26, puis l'analyse structurale et enfin l'étude de la déformation au microscope.

IV 1 - Coupes géologiques

Trois coupes géologiques ont été réalisées, chacune perpendiculairement à la foliation magmatique ou à la foliation métamorphique. La description des différentes coupes prend en compte les différents types lithologiques, la foliation, si possible la linéation et les axes de pli. Les projections des données de foliation ont été faites sur le canevas de Schmidt (hémisphère inférieur) et les stéréogrammes ont été placés à l'aplomb des points de prélèvement. Lorsque le nombre n (de point de prélèvement) est supérieur ou égal à 10, la représentation stéréographique est faite en utilisant les courbes de densité qui varient de 2 à 20 % et la moyenne est représentée par une étoile; dans le cas contraire ($n < 10$) seuls les pôles de foliation ou de linéation sont utilisés.

La coupe A–B (Fig. 27), orientée WNW-ESE va du point géographique N06°42'36'' - N010°30'16'' (à Dumbu) au point géographique N06°40'26'' - N010°39'19'' (à Mbandé).

La coupe C-D (Fig. 28), orientée NW-SE va du point géographique N06°43'59'' – E010°32'29'' (à l'Ouest de Mayo-Kilan) au point géographique N06°35'19'' – E010°37'5'' (à l'Ouest de Nkambé).

La coupe E–F (Fig. 29), orientée W-E va du point géographique N06°34'35'' – N010°30'04'' (à l'Ouest de Misajé) au point géographique N010°37'06'' (au SW de Nkambé).

Le long des traits de coupe, les formations géologiques traversées sont : (1) le granite à biotite dans lequel on relève les filons de granite leucocrate, et de pegmatite ; (2) le granite à biotite et amphibole qui renferme aussi les filons de pegmatite et les enclaves d'amphibolite ; (3) le granite leucocrate ; (4) la granodiorite ; (5) les migmatites à biotite et amphibole et les amphibolites et (6) les orthogneiss à biotite et amphibole.

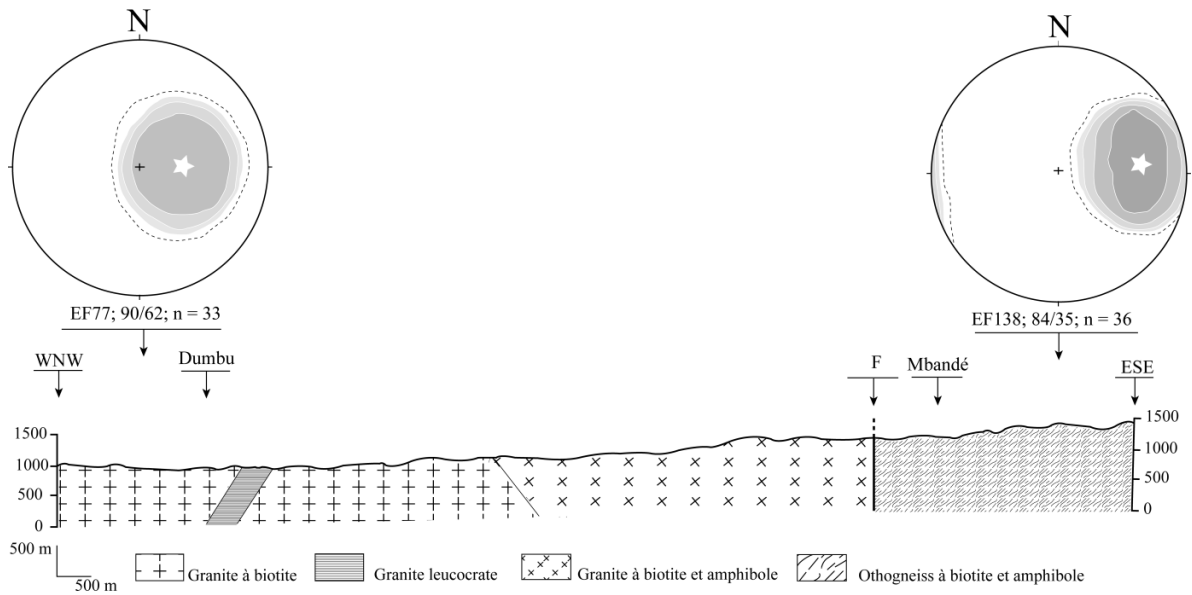


Figure 27 : Coupe litho-structurale A-B et les stéréogrammes de pôles de foliation.

La foliation magmatique, observée dans le granite à biotite et le granite à biotite et amphibole présente une direction générale N-S dans le granite à biotite et NE-SW dans le granite à biotite et amphibole. Dans le granite à biotite, le stéréogramme de la station EF77 présente une moyenne à 90/62 (Fig. 27) avec un pendage faible à 28° vers l'W. Par contre, dans le granite à biotite et amphibole, le pendage de la foliation est moyen à fort vers le SE ou vers le NW. La figure 28 présente des stéréogrammes (02 au total) dont les pôles moyens sont à 327/29 ($N51^\circ E\ 61SE$) (dans la partie NW) et 120/26 ($N30^\circ E\ 64NW$) (au SE).

La foliation métamorphique est observée dans les amphibolites, les migmatites à biotite et amphibole et les orthogneiss à biotite et amphibole. Dans les amphibolites et les migmatites à biotite et amphibole, cette foliation est orientée NE-SW avec des pendages moyens. La figure 29 présente des pôles moyens à 180/88 et 119/43 ($N29^\circ E\ 47NW$). Dans les orthogneiss à biotite et amphibole par contre, la foliation métamorphique est orientée N-S avec un pendage moyen à fort (40° - 74°) vers l'W. La figure 27 présente un pôle moyen à 84/35 ($N174^\circ E\ 55SSW$).

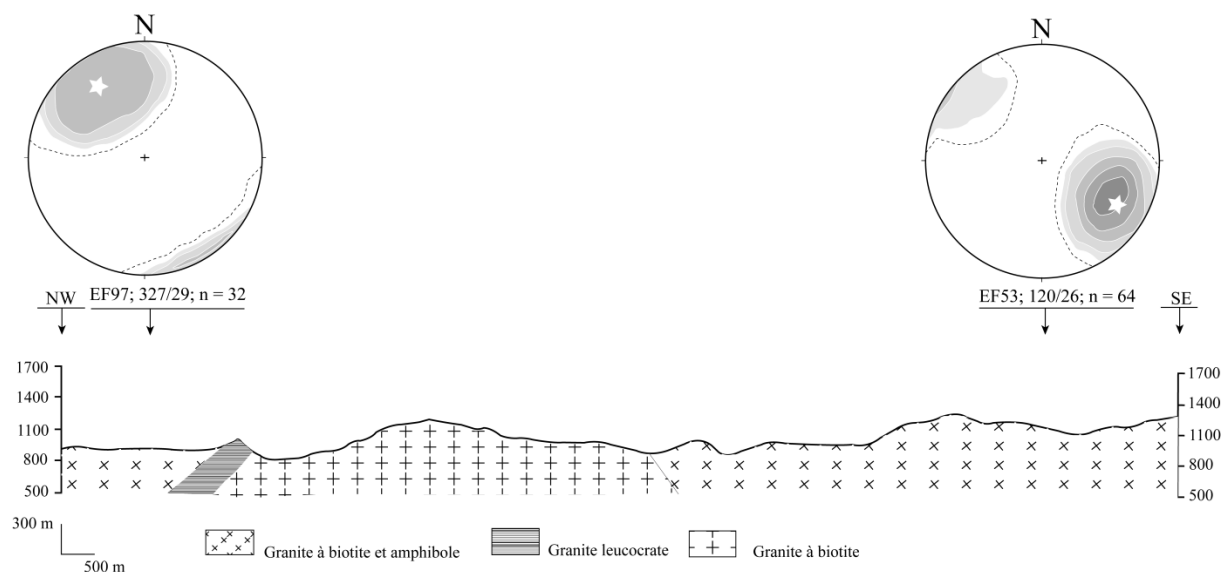


Figure 28 : Coupe litho-structurale C-D et les stéréogrammes de pôles de foliation.

La linéation d'étirement minéral est observée dans les migmatites à biotite et amphibole et les orthogneiss à biotite et amphibole. Elle est marquée par l'étirement des rubans de quartz, et l'orientation des paillettes de biotite ou des aiguilles d'amphibole sur les plans de la foliation. Dans les migmatites à biotite et amphibole (Fig. 29), la linéation d'étirement minéral présente un plongement subhorizontal (05° vers le NE) à faible (11° vers le NE) dans les orthogneiss à biotite et amphibole.

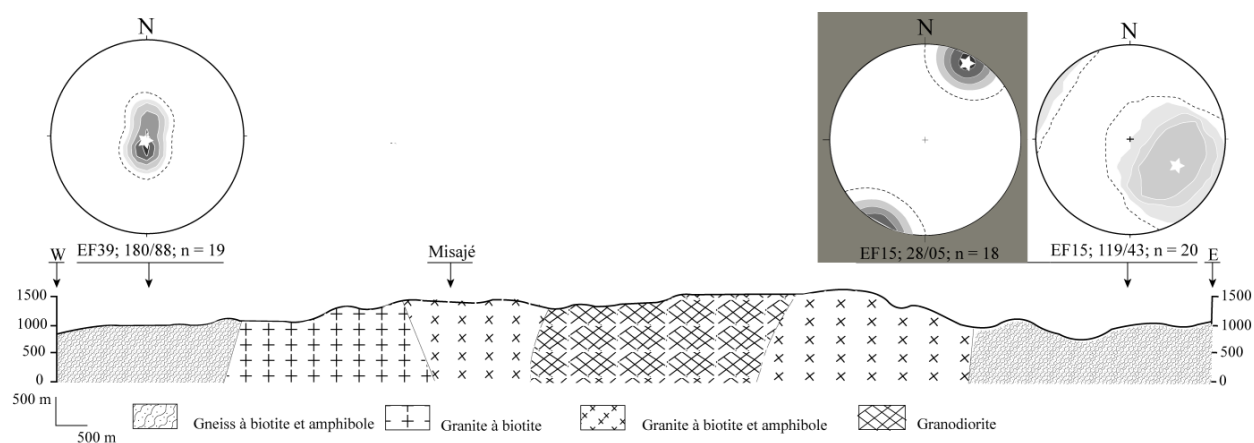


Figure 29 : Coupe litho-structurale E-F et les stéréogrammes de pôles de foliation et de linéation d'étirement minéral. **NB** : en Gris le stéréogramme de linéation d'étirement minéral dans les migmatites à biotite et amphibole.

Les plis observés dans les roches métamorphiques sont généralement dissymétriques.

Les éléments structuraux sus-cités feront l'objet d'une description détaillée dans le paragraphe suivant.

IV 2 – Analyse structurale

Dans cette partie, sont proposées la description des éléments structuraux observés par phase de déformation et la caractérisation de la déformation de la zone d'étude. Tout ceci contribuera par la suite à proposer l'histoire tectonique de la région de Misajé.

Dans les ensembles lithologiques, la déformation est marquée par les éléments structuraux tels que la foliation (magmatique et métamorphique), les plis, les boudins, les linéations magmatiques et d'étirement minéral, le cisaillement, les filons et les fractures. Tout ceci regroupé en trois phases de déformation (D_1 , D_2 , et D_3).

IV 2.1 – La Phase de déformation D_1

La phase de déformation D_1 est observée dans les migmatites à biotite et amphibole et les amphibolites. Elle est caractérisée par une foliation métamorphique S_1 .

La foliation métamorphique S_1 est marquée dans les migmatites à biotite et amphibole par une alternance de bandes claires de composition quartzo-feldspathique et de bandes sombres riches en minéraux ferromagnésiens (biotite et amphibole). Par endroits, les bandes claires présentent des minéraux aplatis de feldspaths, orientés dans le sens de la schistosité de la roche. Dans les migmatites à biotite et amphibole, la foliation S_1 est grossièrement orientée E-W avec des pendages faibles ($12 - 32^\circ$) vers le Nord. La figure 31 présente des stéréogrammes (EF39 et EF108) dont les pôles moyens sont à $180/88$ et $198/82$ respectivement.

IV 2.2 – La Phase de déformation D_2

Il faut noter que la foliation S_1 a été progressivement transposée par la foliation majeure (dominante) des migmatites à biotite et amphibole et des amphibolites (Fig. 30a).

La phase de déformation D_2 est observée dans les migmatites à biotite et amphibole et amphibolites, dans le granite à biotite et amphibole et dans le granite à biotite du secteur d'étude. Elle se caractérise par une foliation magmatique et métamorphique S_2 , une linéation L_2 , des plis P_2 , le cisaillement C_2 .

IV 2.2.1 – La foliation S_2

Comme dans le cas de la foliation métamorphique S_1 , la foliation métamorphique S_2 est marquée dans les migmatites à biotite et amphibole par une alternance de bandes claires riches en quartz et feldspath et de bandes sombres riches en biotite et amphibole (Fig. 30a-b). Par endroits, la foliation S_2 est plutôt matérialisée par un couloir de cisaillement. Cette foliation est grossièrement orientée NE – SW avec des pendages faibles à moyens ($24 - 50^\circ$) vers le SE ou vers le NW (Fig. 32).

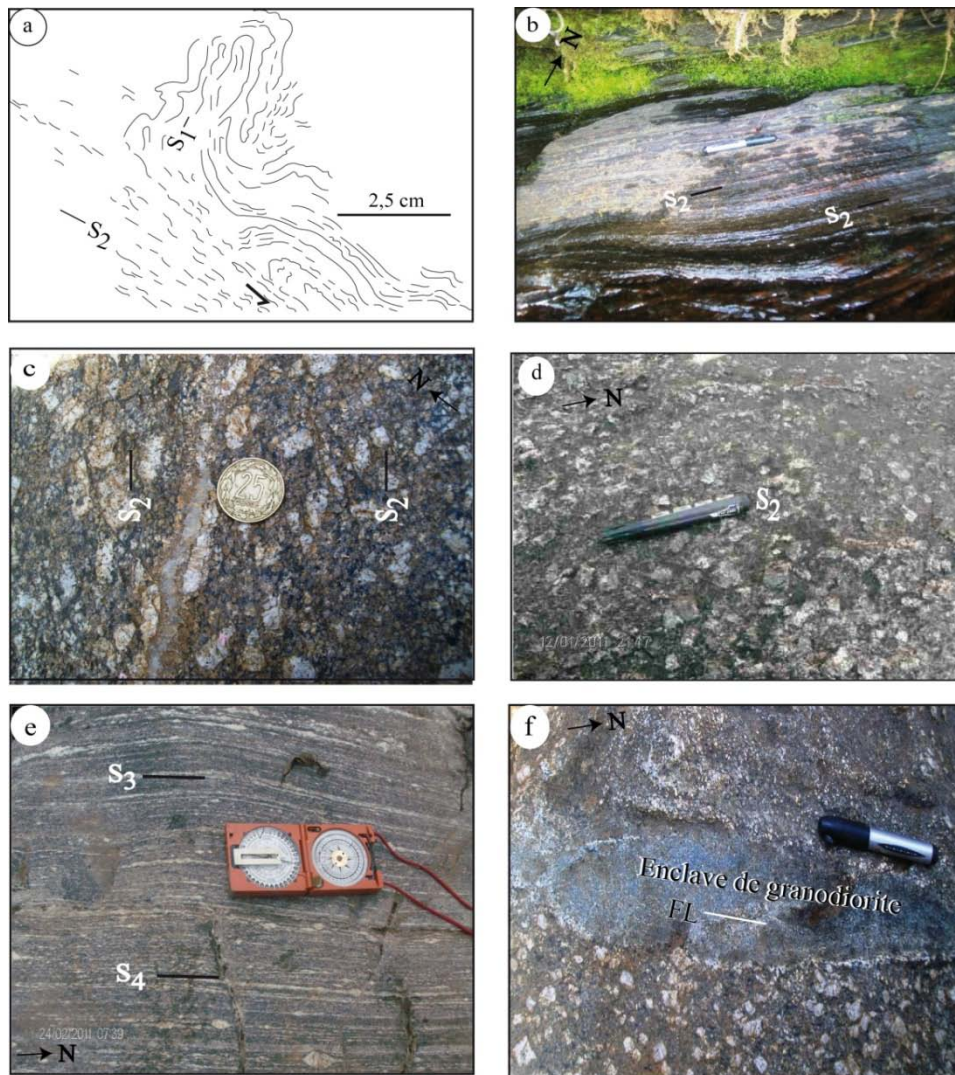


Figure 30 : Eléments structuraux observés dans la zone d'étude. a) Transposition de foliation métamorphique S_1 dans les migmatites à biotite et amphibole de Dumbu. Noter le plissement de la foliation S_1 et le cisaillement sénestres C_3 ; b) Foliation métamorphique S_2 dans les gneiss à biotite et amphibole de Misajé ; c) Foliation magmatique S_2 dans le granite à biotite et amphibole de Misajé ; d) Foliation magmatique S_2 dans le granite à biotite de Dumbu ; e) Foliation métamorphique S_3 dans les orthogneiss à biotite et amphibole de Mbandé ; f) Fluidalité linéaire dans les granites à biotite et amphibole de Misajé. FL = Fluidalité linéaire. S = foliation. NB : toutes les photos d'affelurements sont observées sur le plan horizontal.

Il faut noter que dans les enclaves d'amphibolites, la foliation métamorphique présente la même orientation générale (NE - SW) que celle de la roche hôte.

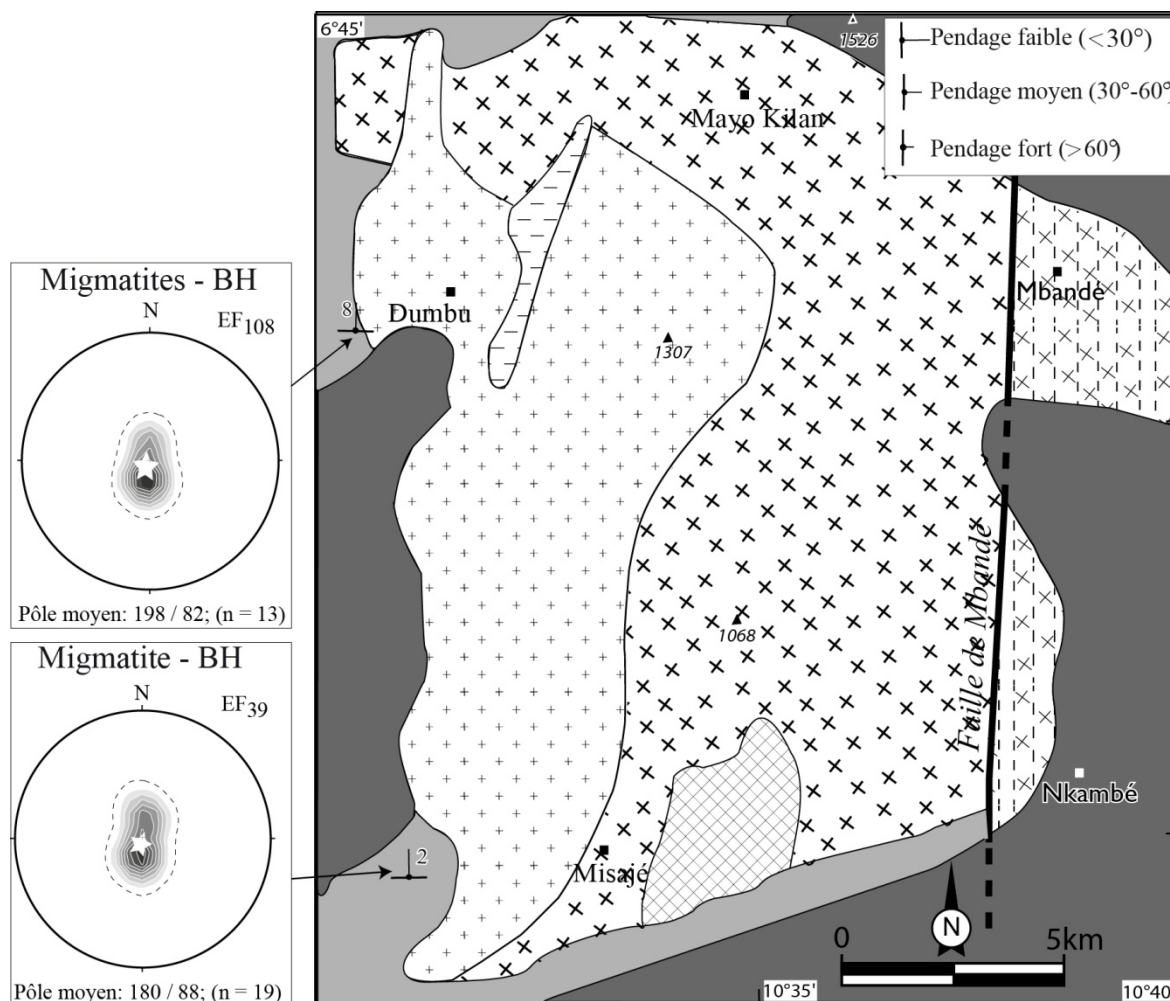


Figure 31 : Stéréogramme de foliation métamorphique S_1 dans l'ensemble métamorphique de la zone d'étude. L'étoile indique le pôle moyen de foliation et n le nombre de mesure.

La foliation magmatique S_2 (Fig. 30c) est marquée dans le granite à biotite et amphibole par une orientation préférentielle des cristaux automorphes de feldspath, d'aiguilles d'amphibole ou des paillettes de biotite acquise par la roche durant le stade magmatique. Dans cette roche, quatre sites au total ont fait l'objet des mesures. La foliation magmatique dans cet ensemble est grossièrement de direction NE-SW avec des pendages moyens (329/43 (N59°E 47SE) dans la localité de Dumbu) à fort vers le SE ou vers le NW. Les pôles moyens sont à 120/26 (N30°E 64NW), 304/14 (N34°E 76SE) et 327/29 (N57°E 61SE) respectivement au Nord-Est de Misajé (site EF53), à Mayo Kilan (EF66) et vers Mayo Kilan (EF97) (Fig. 32).

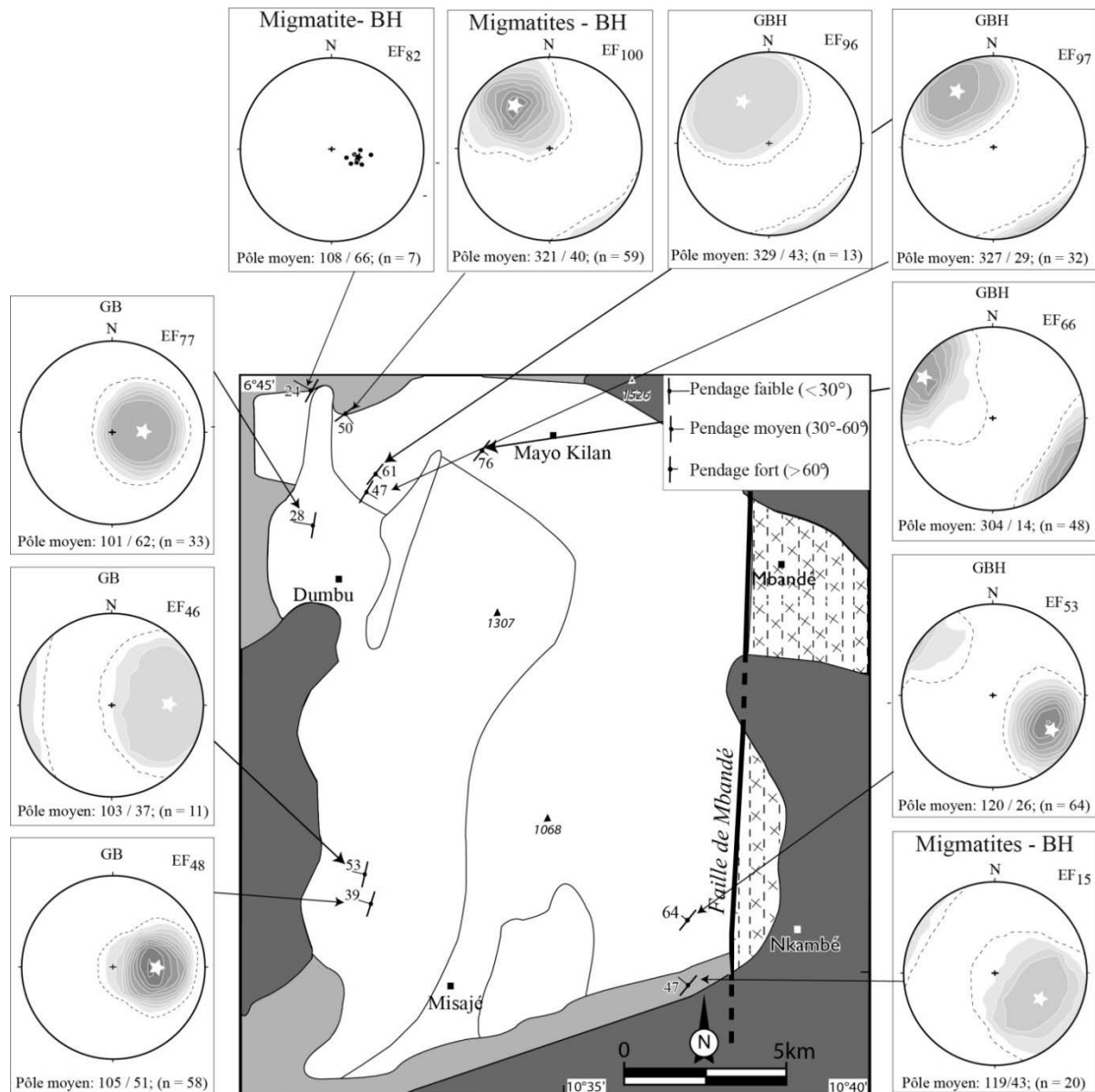


Figure 32 : Stéréogramme de foliation magmatique et métamorphique S_2 du secteur d'étude. L'étoile indique le pôle moyen de foliation et n le nombre de mesure.

Dans le granite à biotite, la foliation magmatique S_2 (Fig. 30d) est marquée soit par une orientation préférentielle soit des cristaux de feldspath qui par endroits présentent un sens de cisaillement sénestre, soit des paillettes de biotite. La figure 32 montre que la foliation magmatique S_2 présente plusieurs orientations (NNE-SSW, NNW-SSE à N-S) avec des pendages faibles à moyens vers NNW ou vers l'ouest. Dans ce granite (site EF46, 48 et 77), la foliation magmatique varie entre $N11^\circ E$ et $N15^\circ E$ avec des pôles moyens à $103/37$ ($N13^\circ E$ $53^\circ W$), $105/51$ ($N15^\circ E$ $39^\circ NNW$) et $101/62$ ($N11^\circ E$ $28^\circ W$) respectivement au NW de Misajé (pour les deux premiers sites) et à Dumbu (pour le troisième site).

IV 2.2.2 – La linéation L_2

Rare dans la zone d'étude, la linéation est de deux types : (i) la linéation magmatique et (ii) la linéation métamorphique.

La linéation magmatique L_2 est matérialisée dans le granite à biotite et amphibole soit par l'alignement des cristaux aciculaires d'amphibole sur les plans de foliation magmatique, soit par l'étirement des enclaves fusiformes de granodiorites (millimétrique à centimétrique) orientées $N75^\circ E$ à Misajé, et alignées parallèlement à l'orientation préférentielle des mégacrists de feldspaths alcalins (Fig. 30f). Cette linéation présente dans l'ensemble une orientation NE-SW avec un plongement faible vers le SW et une ligne moyenne à $240/18$ ($N60^\circ E 18SW$) (Fig. 33).

Dans les migmatites à biotite et amphibole et les amphibolites, la linéation d'étirement minéral L_2 est le plus souvent marquée par l'alignement des cristaux d'amphibole et définit l'état de déformation de la roche. Elle est dans l'ensemble orientée NE-SW avec un plongement subhorizontal à 05° vers le NE. La figure 33 indique une ligne moyenne à $28/05$ ($N28^\circ E 05NE$) pour le site EF15.

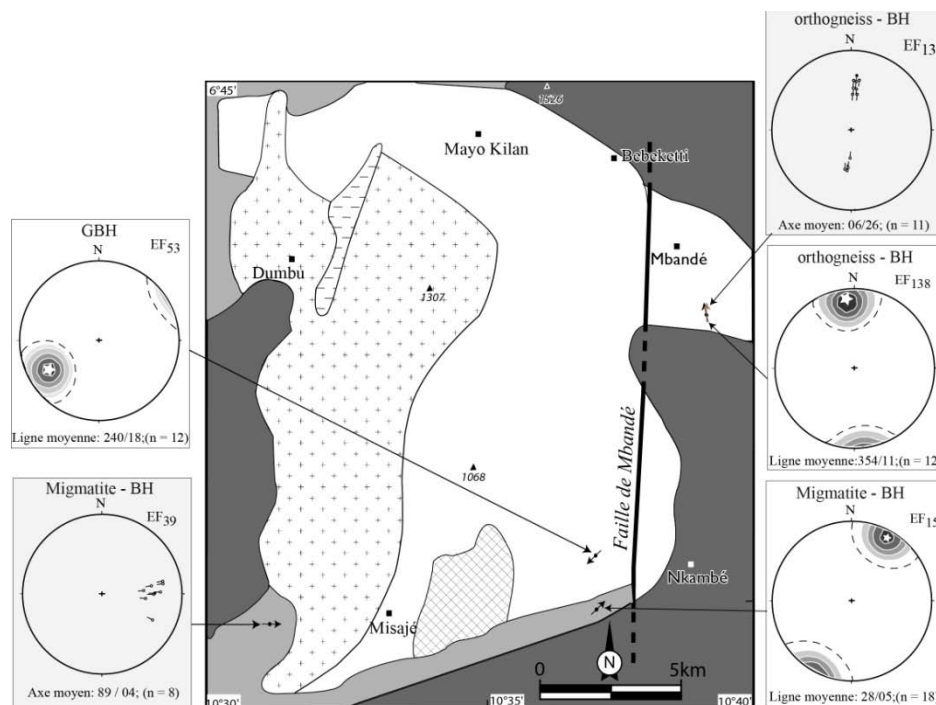


Figure 33 : Stéréogramme des linéations magmatique, métamorphique et des axes de pli dans le secteur d'étude. L'étoile et le rond vide avec queue indiquent la ligne moyenne ; le rond plein avec queue indique l'axe moyen ; n est le nombre de mesure. Les stéréogrammes grisés sont ceux des axes de pli.

IV 2.2.3 – Les plis P_2

Dans la zone d'étude, les plis P_2 sont observés dans les migmatites à biotite et amphibole et dans les amphibolites (Fig. 30a, 34a et b). Ce sont dans l'ensemble des plis anisopaques présentant des charnières épaissies et des flancs amincis. Par endroits (site EF39 par exemple) le pli P_2 est le résultat de la granitisation progressive du niveau quartzofeldspathique de la foliation S_1 depuis la phase D_1 et de la S_2 , facilitant ainsi leur identification (Fig. 34a). Ils sont à flancs long (5 cm environ) et courts (en moyenne 1 cm) et indiquent le sens dextre du mouvement cisailant. Dans les amphibolites au Sud de Misajé, les plis anisopaques P_2 sont en forme de « S » (Fig. 34b). Ce sont des plis à flancs laminés et à charnières épaissies. Le stéréogramme de la figure 33 indique des directions d'axes de pli variant entre N78°E et N117°E avec un plongement moyen à 89/04 (N89°E 04E) (EF39) vers l'Est.

IV 2.3 – La Phase de déformation D_3

La phase de déformation D_3 est observée dans les orthogneiss à biotite et amphibole de Mbandé. Elle est caractérisée par une foliation métamorphique S_3 , une linéation d'étirement minéral L_3 , des plis P_3 , les boudins β_3 et des cisaillements C_3 .

IV 2.3.1 – La foliation métamorphique S_3

Dans les orthogneiss à biotite et amphibole, la foliation métamorphique S_3 est marquée par une alternance de bandes claires et sombres (Fig. 30e). Toutefois, les porphyroclastes de feldspaths orientés sont noyés dans une matrice qui rappelle la structure interne de la roche.

Cette foliation, dans l'ensemble orientée N-S, provient de la transposition de la foliation antérieure S_2 du granite à biotite et amphibole (Fig. 34c). Par endroits, les niveaux sombres sont boudinés et orientés parallèlement à la foliation de l'orthogneiss. La description de ces boudins fera l'objet d'un autre paragraphe. Sur la figure 35, les stéréogrammes représentatifs ont des pendages modérés à forts (44-74°) vers l'Est ou vers l'Ouest avec des pôles moyens à 84/29 (N174°E 61W) ; 84/35 (N174°E 55W) ; 101/16 (N11°E 74W) ; 281/46 (N11°E 44E) et 301/50 (N31°E 40SE).

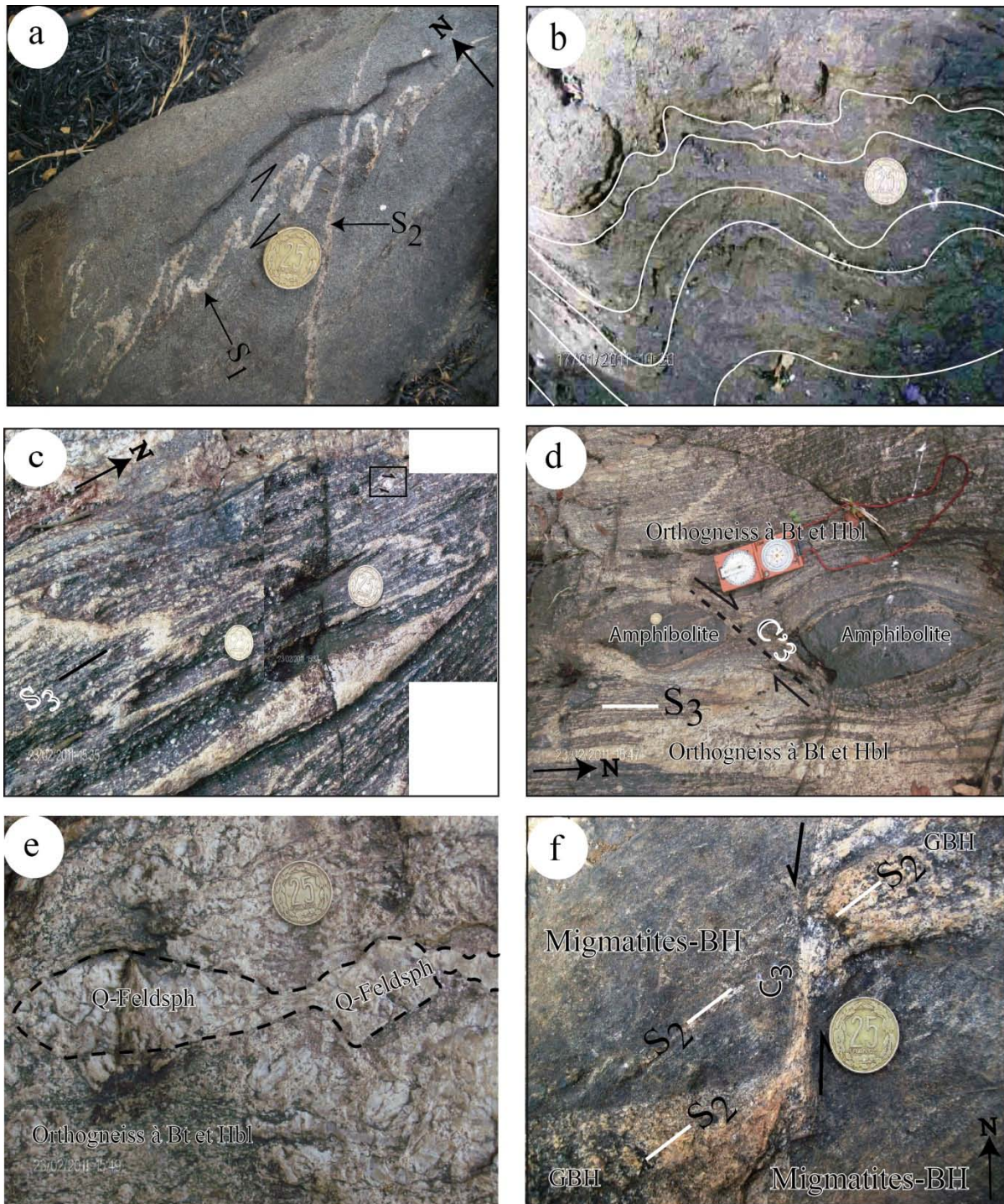


Figure 34 : Eléments structuraux dans la zone d'étude. a) Plis anisopaques P_2 en S dans les amphibolites de Mayo Kilan ; b) Plis anisopaques P_3 dans les orthogneiss à biotite et amphibole de Mbandé. Noter la schistosité S_3 de plan axial ; c) Plis anisopaques P_2 montrant une granitisation progressive de la S_1 et S_2 dans les migmatites à biotite et amphibole de Mayo Kilan ; d) Boudins complets d'amphibolite dans les orthogneiss à biotite et amphibole de Mbandé ; e) Boudins quartzo-feldspathique pinch and swell dans les orthogneiss à biotite et amphibole de Mbandé ; f) Cisaillement senestre C_3 N-S dans les migmatites à biotite et amphibole au sud de Misajé. NB : toutes les photos d'affleurements sont observées sur le plan horizontal.

IV 2.3.2 – La linéation d'étirement minéral L_3

La linéation d'étirement minéral est marquée dans les orthogneiss à biotite et amphibole par l'étirement des paillettes de biotite ou des rubans de quartz sur les plans de foliation. Sa direction moyenne est NNW-SSE avec un plongement subhorizontal (11°) vers le NNW et une ligne moyenne à $354/11$ ($N174^\circ E$ $11^\circ NNW$) (Fig. 33).

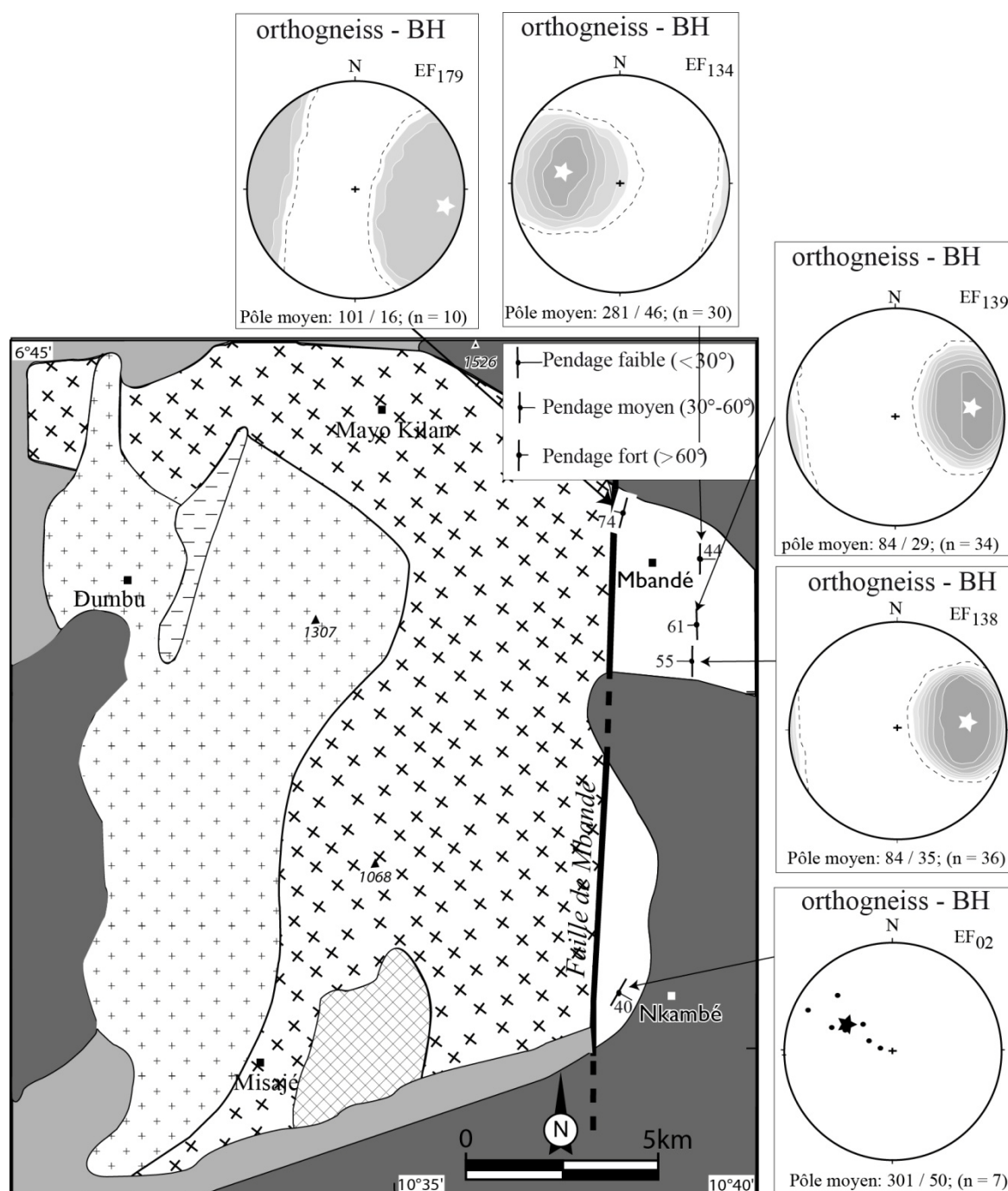


Figure 35 : Stéréogramme de foliation métamorphique S_3 du secteur d'étude. L'étoile indique le pôle moyen de foliation et n le nombre de mesure.

IV 2.3.3 – Les plis P_3

Dans les orthogneiss à biotite et amphibole de Mbandé (EF138), les plis P_3 sont caractérisés par une schistosité de plan axial (Fig. 34c) orientée N-S qui affecte la foliation antérieure S_2 . Ces plis présentent des axes qui plongent soit vers le Nord soit vers le Sud (Fig. 33).

IV 2.3.4 – Les boudins β_3

Les boudins sont des structures d'étirement résultant du contraste de compétence entre les roches soumises à une extension.

Le boudinage observé dans le secteur d'étude est lié au contraste de compétence d'une part entre les amphibolites qui se boudinent et les orthogneiss à biotite et amphibole (Fig. 34d) et d'autre part entre les niveaux quartzo-feldspathiques et les orthogneiss à biotite et amphibole (Fig. 34e) dans la localité de Mbandé.

Les boudins d'amphibolite sont bien individualisés dans les orthogneiss à biotite et amphibole. Ce sont des boudins complets donc isolés, moulés par la foliation de l'orthogneiss à biotite et amphibole et orientés parallèlement à la direction de la foliation de cette dernière. Leur grand axe (L) varie entre 30 et 40 cm contre 15 à 20 cm de petit axe (W). De forme ovoïde, ces boudins sont de types asymétriques, avec des surfaces inter-boudins qui présentent un plan de cisaillement en mouvement dextre.

Les niveaux quartzo-feldspathiques (Fig. 34e) présentent des boudins dont le grand axe varie entre 4 et 10 cm avec un petit axe dont la longueur varie entre 2,5 et 3,5 cm. Les boudins quartzo-feldspathiques ont des ventres allongés et des queues sans laminassions considérables. Ce sont des boudins incomplets donc de type « pinch and well ».

IV 2.3.5 – Le cisaillement C_3 et C'_3

Ces cisaillements sont observés dans l'encaissant métamorphique, le granite à biotite et amphibole et les orthogneiss à biotite et amphibole. Ils sont caractérisés soit par un plan, soit par un couloir de cisaillement

Dans les migmatites à biotite et amphibole, il s'agit d'un cisaillement C_3 , marqué par un couloir de cisaillement qui indique un mouvement sénestre (Fig. 30a). Par endroits, les plans de cisaillement observés sont colmatés par des filons de granite, mis en place dans les

migmatites à biotite et amphibole et repris par un mouvement cisailant N-S sénestre (Fig. 34f).

Dans les orthogneiss à biotite et amphibole, il s'agit des cisaillements C'_3 , caractérisés par des plans « C' » orientés N-S qui individualisent les boudins d'amphibolites. Ces plans indiquent le mouvement dextre de cisaillement (Fig. 34d). Les sigmoïdes de feldspaths sont visibles dans les orthogneiss à biotite et amphibole. Ce sont des sigmoïdes de type σ (Fig. 34b, d) qui indiquent un mouvement dextre de cisaillement.

IV 2.4 – Les filons, fractures

Les fractures et filons sont observés dans tous les types pétrographiques. Raison pour laquelle, ces éléments structuraux n'ont pas pu être rangés dans une phase de déformation précise.

Les filons observés sont pour la plupart orientés entre N60°E et N160°E. Dans le granite à biotite et amphibole de Misajé et le granite à biotite, ce sont des filons de composition quartzo-feldspathique, caractérisés par deux directions générales (N60°E - N72°E pour la première et N120°E - N160°E pour la deuxième).

Au regard de la carte linéamentaire du secteur d'étude (Fig. 36a), les fractures identifiées présentent des directions diverses (N-S, NE-SW, E-W, NNW-SSE.....). Les bordures ouest, « est » et sud du pluton, couverts par les roches métamorphiques, sont dominées par des directions N-S à NW-SE. Par contre, le cœur du massif, couvert par les formations du pluton, est dominé par des directions N-S à NNW-SSE. Dans l'ensemble, trois grandes directions sont observées dans le secteur d'étude (Fig. 36b). La direction NNE-SSW, correspondant à la direction d'allongement du massif ; la direction NE-SW correspondant à la direction du cisaillement discret observée dans le secteur d'étude et la direction NW-SE correspondant à la direction des microfractures observées dans l'encaissant.

IV 3 – Analyse microstructurale

Dans le but de mieux décrire la fabrique des plutons granitiques et les interpréter, il est indispensable d'effectuer une étude microstructurale détaillée sur des lames minces orientées taillées directement sur les carottes prélevées. En effet, les microstructures enregistrent l'état rhéologique du magma au cours de son refroidissement. Ainsi, sur la base des critères bien précis, on peut apprécier l'état physique du matériau au moment où il est engagé dans la déformation (Paterson *et al.*, 1989 ; Gleizes *et al.*, 1991, 1993 ; Gleizes, 1992; Bouchez *et al.*,

1992). De ce fait, on distingue habituellement les microstructures magmatiques des microstructures acquises à l'état solide. Une synthèse des critères de reconnaissance de ces différentes microstructures a été effectuée par Vernon (2000), Rosenberg (2001) et Nédélec et Bouchez (2011). Dans le cadre de cette étude, soixante six (66) échantillons ont fait l'objet d'une étude microstructurale. La caractérisation de la déformation permet de déceler l'ensemble des microstructures de déformations (états magmatique, submagmatique, solide et mylonitique) (Fig. 37).

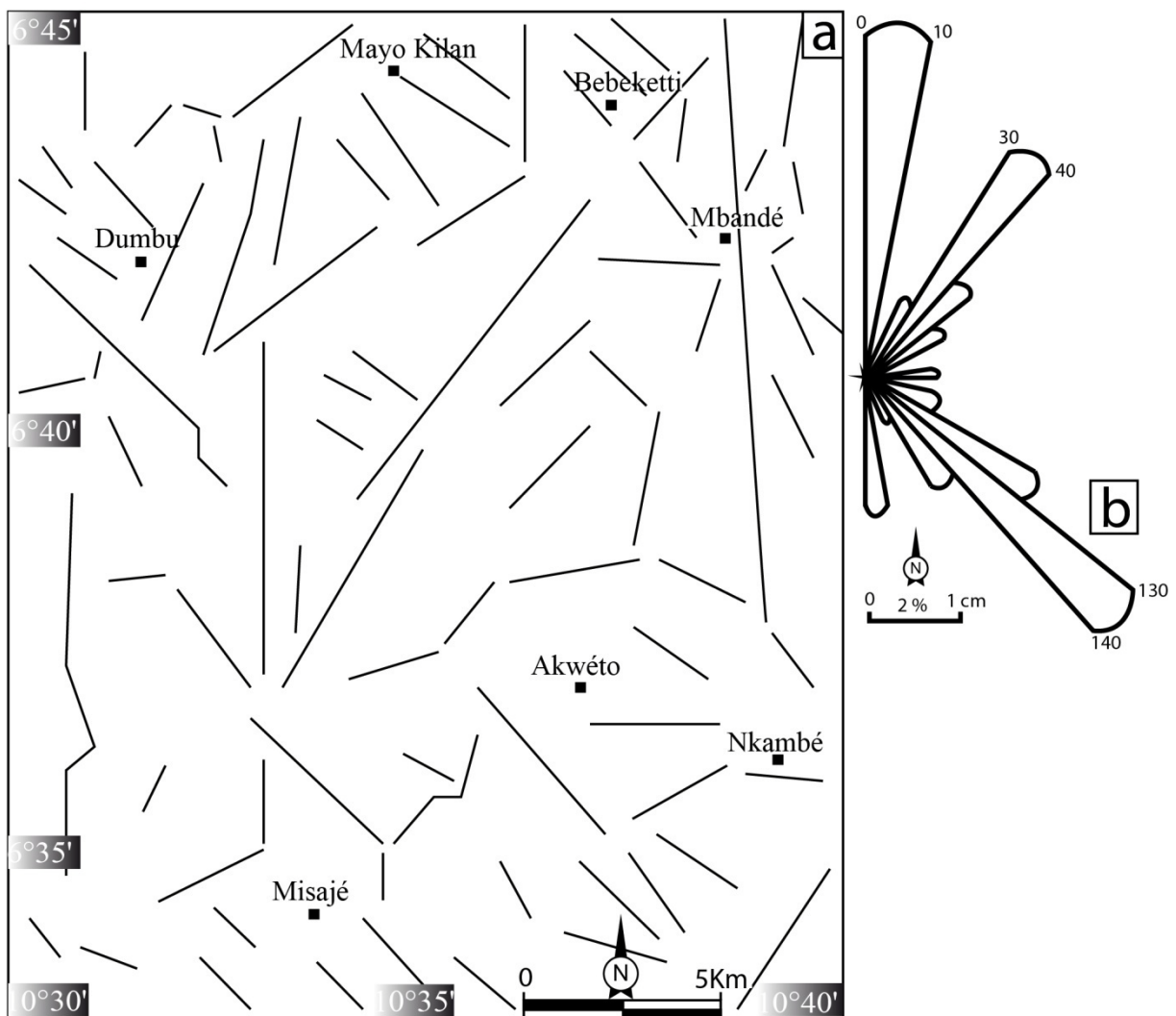


Figure 36 : (a) Carte linéaire du secteur d'étude. Extrait de la carte forestière de Nkambé 4A au 1/50000 ; (b) Rosace de direction des longueurs cumulées.

Les microstructures de déformation à l'état magmatique sont acquises lors de la mise en place du pluton. Les cristaux ne sont pas déformés ou tout au plus, ils présentent une faible déformation liée aux interactions mécaniques que certains cristaux ont pu subir en fin de cristallisation alors que le liquide résiduel ne représentait plus que 30 % ou moins du volume

total (Arzi, 1978 ; Van der Molen et Paterson, 1979). Cette faible déformation en présence de liquide correspond à ce qui est appelé déformation à l'état « submagmatique » par Bouchez *et al.* (1992). Elle s'exprime par une faible extinction roulante du quartz et par l'apparition de microfractures remplies de quartz et/ou de feldspaths potassiques et de plagioclases sodiques. Ces derniers cristaux représentent le liquide résiduel de composition proche de l'eutectique. Parfois, la biotite a pu être entraînée dans la microfracture. Dans le cas des roches du pluton granitique de Misajé, la microstructure de déformation de l'état magmatique à submagmatique (Fig. 37) est caractérisée par la présence des cristaux primaires de quartz, plagioclase et feldspaths non ou plus ou moins déformés. Cette microstructure (magmatique à submagmatique) affecte toutes les roches de la zone d'étude en dehors de l'encaissant.

La microstructure de déformation à l'état magmatique est observée dans la granodiorite. Cette microstructure est caractérisée par le plagioclase, la biotite et l'amphibole qui ne présentent aucune marque de la déformation. Ces cristaux sont accolés entre eux définissant ainsi une texture magmatique propre (Fig. 38a). Les larges cristaux de quartz présentent une extinction homogène (Fig. 38b). L'apparition des myrmékites sur les bordures des feldspaths alcalins atteste la transition entre la texture magmatique et la texture submagmatique.

La microstructure de déformation à l'état submagmatique est observée dans le granite à biotite et amphibole et le granite à biotite. Cette microstructure affecte le plagioclase, le feldspath et la biotite. Le feldspath et le plagioclase renferment des fractures ou des microfractures parfois remplies par le quartz recristallisé (Fig. 38c). Dans certains cas, ces microfractures renferment des paillettes de biotite. Le feldspath potassique ne présente aucune marque de la déformation intracristalline alors que les cristaux de quartz présentent une faible extinction ondulante, ce qui d'après Paterson *et al.* (1998) marque la transition entre l'état submagmatique et la déformation à l'état solide.

La microstructure de déformation à l'état solide est essentiellement marquée par la déformation plastique du quartz. Elle peut se former lors de la mise en place du pluton, juste avant la fin de la cristallisation complète du granite ou peu de temps après. Une déformation plastique peut également affecter le granite postérieurement à sa mise en place et indépendamment d'elle. Elle est alors souvent localisée dans des couloirs de cisaillement. C'est le cas du couloir de cisaillement NE-SW, localisé dans le granite à biotite (Fig. 37). Dans le cas du pluton granitique de Misajé, la microstructure de déformation à l'état solide affecte tous les types de granites.

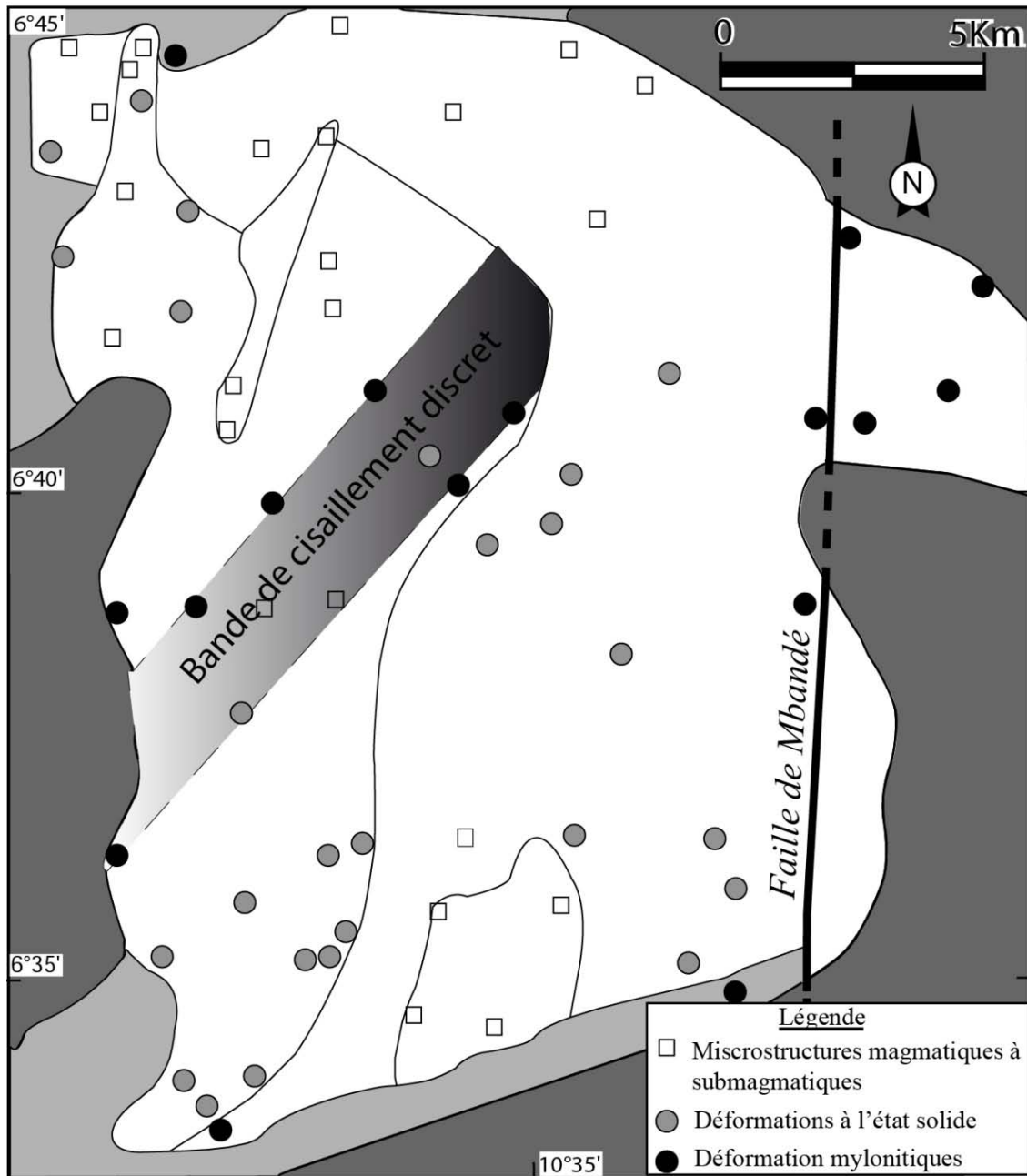


Figure 37 : Carte de distribution des microstructures dans le pluton granitique de Misajé.

Cette microstructure est caractérisée par (1) les figures polygonales de quartz qui sont logées autour des cristaux de feldspath et indiquent de ce fait une déformation à l'état solide à haute température (Fig. 38d) ; (2) les cristaux de quartz recristallisés et organisés en forme de « crête de coq » à la bordure des porphyroclastes de feldspath potassique indiquant parfois des plans de microcisaillement senestre ; (3) des feldspaths fléchis montrant qu'ils ont subi une petite quantité de déformation plastique, nouvelle preuve de la haute température ($> 500^{\circ}\text{C}$) ; (4) des limites curvilignes entre le quartz et le feldspath ; (5) la microclinisation de l'orthose.

La microstructure de déformation à l'état solide, qu'elle soit de haute température ou de basse température, lorsqu'elle se déroule dans un contexte de cisaillement simple est marquée par l'apparition de structures S/C. Les minéraux déformés qui moulent les porphyroclastes de feldspath, ainsi que des recristallisations de quartz dans les ombres de pression sont couramment observés. C'est le cas dans le granite à biotite, du développement, à la bordure du pluton, des structures S/C qui indiquent un microcisaillement sénestre (Fig. 38e). L'apparition des structures S/C marque la transition entre la microstructure de déformation à l'état solide et la microstructure de déformation à l'état mylonitique.

La microstructure de déformation à l'état mylonitique (Fig. 38f) est caractérisée dans le granite à biotite et les orthogneiss à biotite et amphibole par le développement des indicateurs des microcisaillements comme la flexuration de la biotite ou le quartz oblique à la foliation qui définissent dans l'ensemble un mouvement cisailant sénestre dans le granite à biotite et dextre dans les orthogneiss à biotite et amphibole. Les rubans monocristallins de quartz observés sont caractérisés par une extinction ondulante et la bordure occupée par les sous-grains qui indiquent d'après Hirth and Tullis (1992), une déformation à faible température.

Dans l'ensemble, la carte de distribution de microstructures (Fig. 37) montre que (i) la partie nord du pluton est dominée par les microstructures magmatiques à submagmatiques ; (ii) la partie sud du pluton est dominée par les microstructures de déformation à l'état solide, exception dans la granodiorite où la microstructure est dominée par la déformation à l'état magmatique à submagmatique ; (iii) les déformations mylonitiques semblent suivre une bande NE-SW dans le granite à biotite et la faille N-S de Mbandé à l'Est du pluton.

Les observations faites sur le terrain, la description des différentes microstructures observées montrent que le corps granitique s'est mis en place sous forme de pluton dans un encaissant métamorphique. Le granite leucocrate affleure en filon recoupant le granite à biotite et le granite à biotite et amphibole. Le granite à biotite est intrudé dans le granite à biotite et amphibole. Le granite à biotite et amphibole est orthogneissifié dans la partie « est » du massif. La granodiorite quand à elle est en enclaves dans le granite à biotite et en boules dans le granite à biotite et amphibole.

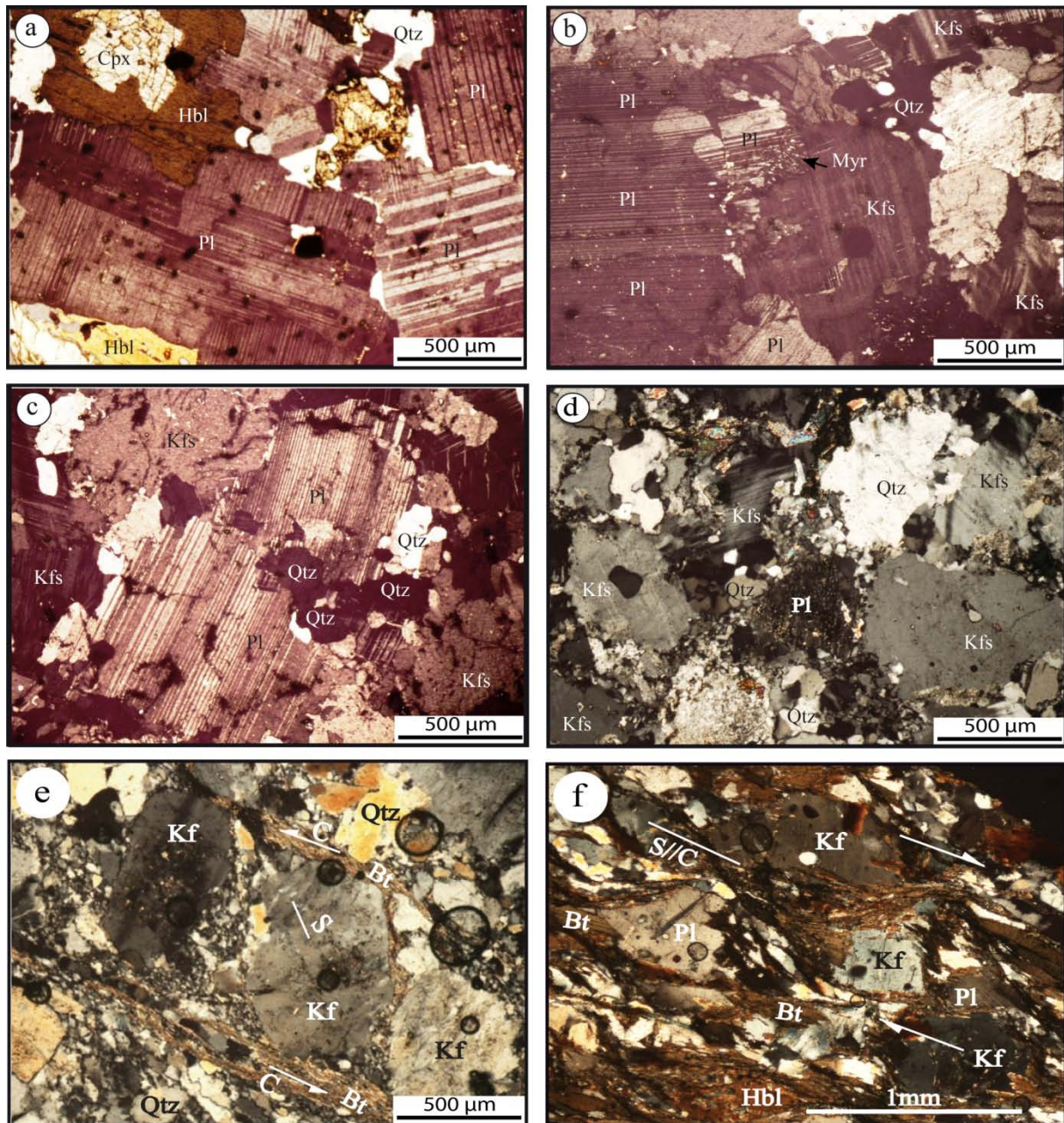


Figure 38 : Microstructures de déformation dans le secteur d'étude. a) Cristaux jointifs marquant la microstructure magmatique dans les granodiorites ; b) Myrmekite marquant la transition entre la microstructure magmatique et la microstructure submagmatique dans la granodiorite; c) Microfractures marquant la microstructure submagmatique dans les granites à biotite ; d) Cristaux de quartz recrystallisés inquant la microstructure de déformation à l'état solide dans les granites à biotite ; e) Structures S/C dans les granites à biotite ; f) Structures S/C dans les orthogneiss à biotite et amphibole. Noter la S parallèle à la C.

Prenant en compte le mode de gisement, la relation existante entre les différents faciès et les données géochronologiques disponibles, la chronologie de mise en place des formations du pluton de Misajé se présente comme suit : (i) mise en place de la granodiorite, (ii) mise en place du granite à biotite et amphibole à 569 ± 12 Ma (iii) mise en place du granite à biotite à 560 ± 9 Ma, (iv) mise en place du granite leucocrate probablement entre 532 ± 35 Ma et 560

± 9 Ma. Pendant cette même période, il y'a orthogneissification de la partie est du massif et formation des orthogneiss à biotite et amphibole. Ces granites sont intrudées dans un encaissant métamorphique.

Conclusion

Les formations du pluton de Misajé sont affectées par des éléments structuraux tels que les foliations magmatique et métamorphique, les linéations magmatique et d'étirement minéral, les plis, les boudins et les cisaillements. La foliation métamorphique présente des directions majeures E-W à NE-SW avec des pendages faibles à moyens ($12 - 32^\circ$) vers le Nord et ($24-50^\circ$), vers le NW ou vers le SE. Dans les orthogneiss à biotite et amphibole de Mbandé, la foliation métamorphique est orientée N-S, parallèlement à la faille de Mbandé qui borde la partie est du pluton. La foliation magmatique quant à elle présente des directions N-S, à pendage faible à moyen ($20 - 53^\circ$) vers l'ouest et NE-SW à pendage moyen à fort ($47-76^\circ$) vers le NW ou vers le SE. Les plans de foliation (magmatique et métamorphique) sont porteurs de linéations magmatiques et d'étirement minéral. Ces linéations sont souvent orientées NNW-SSE à NE-SW avec des plongements faibles (pour le cas de la linéation magmatique) à subhorizontal (pour le cas de la linéation d'étirement minéral). Elles sont subparallèles aux axes de plis. Ces plis observés sont des plis anisopaques, caractérisés par un flanc long et un flanc court qui indiquent un cisaillement dextre. Les cisaillements quant à eux sont aussi colmatés par des filons de granite qui transposent la foliation hôte et indique dans les formations plutoniques et métamorphiques, un mouvement senestre.

Trois phases de déformations sont décrites dans la zone d'étude.

La déformation D_1 , caractérisée par un mécanisme de déformation par aplatissement, est matérialisée par une foliation métamorphique S_1 d'orientation moyenne E-W avec des pendages faibles ($12^\circ-32^\circ$). Cette foliation a été progressivement transposée et plissée par les structures de la déformation D_2 . Par conséquence, les marqueurs de la foliation antérieure ne s'observent qu'en reliques sur le terrain.

La déformation D_2 de direction NE-SW (dans le granite à biotite et amphibole) à N-S (dans le granite à biotite), caractérisée par un mécanisme de déformation par cisaillement simple, est matérialisée par la foliation S_2 , la linéation L_2 et les plis P_2 . Cette deuxième phase de déformation de nature cisailante a joué en senestre lors de l'ascension progressive du

magma. Il faut noter que le magma ayant conduit à la mise en place du granite à biotite se serait injecté dans un couloir NNE-SSW à N-S créé dans le granite à biotite et amphibole.

La phase de déformation D_3 est marquée par les orthogneiss à biotite et amphibole de Mbandé et ses environs, à l'Est du massif granitique de Misajé. Ces roches forment une bande N-S (faille de Mbandé), caractérisée par une foliation S_3 , une linéation L_3 , des plis P_3 , des boudins asymétriques dextres β_3 , des cisaillements dextre C_3 ainsi que des marqueurs σ dextres qui montrent l'évidence d'une déformation ductile non-coaxiale.

L'étude microstructurale des ensembles pétrographiques du pluton de Misajé montre que la déformation dans ce secteur débute par le stade magmatique pour s'achever au stade mylonitique en passant par l'état submagmatique et l'état solide.

CHAPITRE V – ETUDE MAGNETIQUE

La technique de l'anisotropie de susceptibilité magnétique utilise les propriétés magnétiques des minéraux pour mesurer la fabrique des roches. La mise en œuvre de cette méthode est incontournable quand la fabrique initiale d'une roche ne peut être identifiée à l'œil nu. Dans le cadre de ce travail, 184 sites (constitués de 2 à 3 carottes de 5 à 8 cm par site) ont été prélevés systématiquement soit 06 sites dans le granite leucocrate, 77 sites dans le granite à biotite, 70 sites dans le granite à biotite et amphibole, 07 sites dans la granodiorite, 11 sites dans les amphibolites et migmatites à biotite et amphibole et 13 sites dans les orthogneiss à biotite et amphibole. Tous ces échantillons ont été récoltés dans l'optique de faire des analyses (1) de minéralogie magnétique (hystérésis), (2) d'anisotropie de susceptibilité magnétique (données scalaires et directionnelles) et (3) de lames minces orientées.

V 1 – Minéralogie magnétique, hystérésis et taille des grains

L'analyse et l'interprétation de l'ASM nécessitent une investigation plus poussée sur la minéralogie magnétique et la taille des grains des différents minéraux mis à contribution. Afin (1) de déterminer le minéral porteur de la susceptibilité magnétique, (2) d'évaluer les contributions ferromagnétiques et (3) de déterminer la forme de la courbe des différents échantillons pris en compte, une investigation est menée sur les échantillons représentatifs au microscope optique, sur les courbes d'hystérésis et sur le diagramme de Day *et al.* (1977). Les différentes textures des cristaux de magnétite dans le granite de Misajé sont représentées dans la figure 39. Les différents paramètres d'hystérésis sont représentés dans le tableau IV. Les courbes d'hystérésis sont représentées dans les figures 40, et 41 et le diagramme de Day *et al.* (1977) dans la figure 40. Les commentaires sont inspirés des observations de Tauxe (1998).

Tableau IV : Quelques paramètres d'hystérésis des roches du secteur d'étude. Ms (mAm^2/kg) est la magnétisation à saturation, Mrs est la magnétisation rémanente à saturation, Hc (en mT) est le champ coercitif et Hcr est le champ rémanent coercitif). Km (en μSI) est la susceptibilité moyenne à champ faible ; P est l'anisotropie totale ; Khf (en μSI) est la susceptibilité moyenne à champ fort ; et le % Para = $\text{Khf}/\text{Km} \times 100$.

<i>Echantillon</i>	<i>Km</i> (<i>Echant</i>)	<i>P</i> (<i>Echant</i>)	<i>Km</i> (<i>Site</i>)	<i>P</i> (<i>Site</i>)	<i>Khf</i>	<i>%Para</i>	<i>Ms</i>	<i>Mrs</i>	<i>Mrs/Ms</i>	<i>Hc</i>	<i>Hcr</i>	<i>Hcr/Hc</i>
< 1/1000 de magnétite												
EF18B	411	1,07	385	1,06	209	54	1	0,18	0,139	12	48	4,07
EF35A3	400	1,04	405	1,04	93	23	4	0,72	0,164	17	53	3,19
EF50B2	86	1,09	81	1,12	47	58	1	0,08	0,110	17	40	2,35
EF51A	2936	1,23	2516	1,23	51	2	80	1,18	0,015	2	25	12,05
EF59A2	1132	1,16	3967	1,05	717	18	35	6,58	0,187	12	32	2,74
EF64B	1530	1,06	1430	1,06	163	11	56	1,88	0,034	4	28	6,76
EF127A2	96	1,05	82	1,09	15	18	2	0,30	0,200	26	64	2,46
EF156B1	145	1,05	238	1,05	197	83	1	0,24	0,320	17	56	3,39
EF159B3	1279	1,21	1153	1,19	100	9	17	1,15	0,068	6	25	4,12
EF162A2	733	1,05	1390	1,09	28	2	36	3,05	0,086	8	59	7,00
EF172A2	6675	1,08	4048	1,10	191	5	44	1,52	0,030	4	35	9,26
> 1/1000 de magnétite												
EF14B	15857	1,42	15045	1,40	140	1	757	25,44	0,034	4	29	8,26
EF27B	19612	1,15	1590	1,14	357	22	423	11,42	0,027	3	20	7,48
EF40A	22993	1,11	20825	1,11	251	1	852	17,89	0,021	2	16	7,05
EF54A2	25620	1,19	24478	1,19	399	2	1334	26,68	0,020	2	13	6,24
EF60A	9550	1,14	8182	1,13	735	9	455	13,65	0,030	3	21	6,84
EF62A	6755	1,15	6801	1,14	152	2	425	15,30	0,036	5	33	6,25
EF69B2	25199	1,10	12269	1,10	756	6	1107	12,18	0,011	1	18	13,00
EF74A2	4006	1,29	3756	1,23	50	1	187	2,43	0,013	2	19	11,24
EF92A	7446	1,21	7592	1,21	72	1	258	9,29	0,036	3	23	6,84
EF114A	11022	1,41	10585	1,41	107	1	506	6,33	0,013	2	25	12,28
EF116B	10171	1,27	9691	1,26	91	1	421	9,68	0,023	3	24	7,89
EF125B	9765	1,31	9873	1,28	82	1	497	8,45	0,017	2	18	8,57
EF142A	13901	1,53	12112	1,53	257	2	324	6,48	0,020	3	69	27,60
EF145A	7021	1,23	5921	1,26	36	1	137	1,60	0,012	1	18	12,41
EF163B2	4852	1,23	3757	1,18	93	2	269	5,11	0,019	2	20	10,10
EF178A	35816	1,27	33191	1,28	316	1	1567	53,12	0,034	4	20	5,44

V 1.1 – Minéralogie magnétique

Dans le pluton granitique de Misajé, les minéraux opaques sont dominés par la magnétite, parfois associée à l'hématite. Cette magnétite est soit en cristaux automorphes individualisés dans la roche (Fig. 39a), soit en cristaux subautomorphes en inclusions dans les minéraux ferromagnésiens (Fig. 39b) ou en équilibre avec d'autres minéraux de la roche (Fig. 39c). Certains cristaux de magnétite proviennent parfois de la transformation des minéraux ferromagnésiens (Fig. 39d).

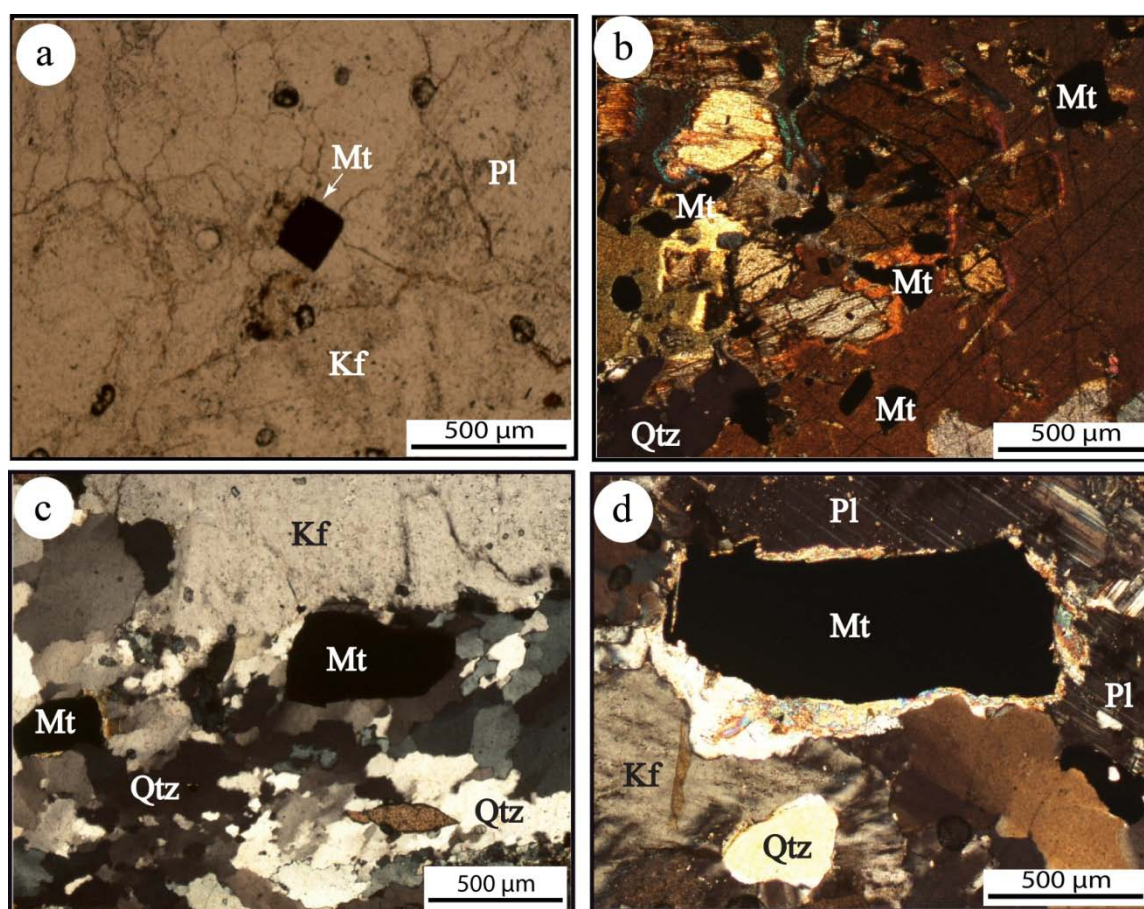


Figure 39 : Paragenèse des différents oxydes (magnétite) en lames minces. a) magnétite automorphe dans les GBH ; b) magnétites subautomorphes dans les pyroxènes des GD ; c) magnétite en équilibre avec les phénocristaux de feldspath potassique et de quartz dans les GB ; (c-d) transformation du minéral préexistant en magnétite dans les GB.

V 1.2 – Hystérésis et taille des grains

Le comportement des courbes d'hystérésis est fortement contrôlé par la minéralogie et la taille des grains. La boucle d'hystérésis d'un échantillon donné sera la somme de toutes les courbes produites par les grains individuels. Pour le cas du pluton de Misajé, deux grands regroupements sont répertoriés : les comportements paramagnétique et super-paramagnétique.

V 1.2.1 – Le comportement paramagnétique

Le comportement paramagnétique est bien visible sur tous les types pétrographiques du pluton de Misajé comme l'indique la figure 40. Les courbes de la figure 38a-h présentent dans l'ensemble des droites linéaires, caractéristiques du paramagnétisme pur. Ce comportement paramagnétique est aussi perceptible lorsque l'échantillon ne contient qu'une petite quantité de minéraux ferromagnétiques comme la biotite.

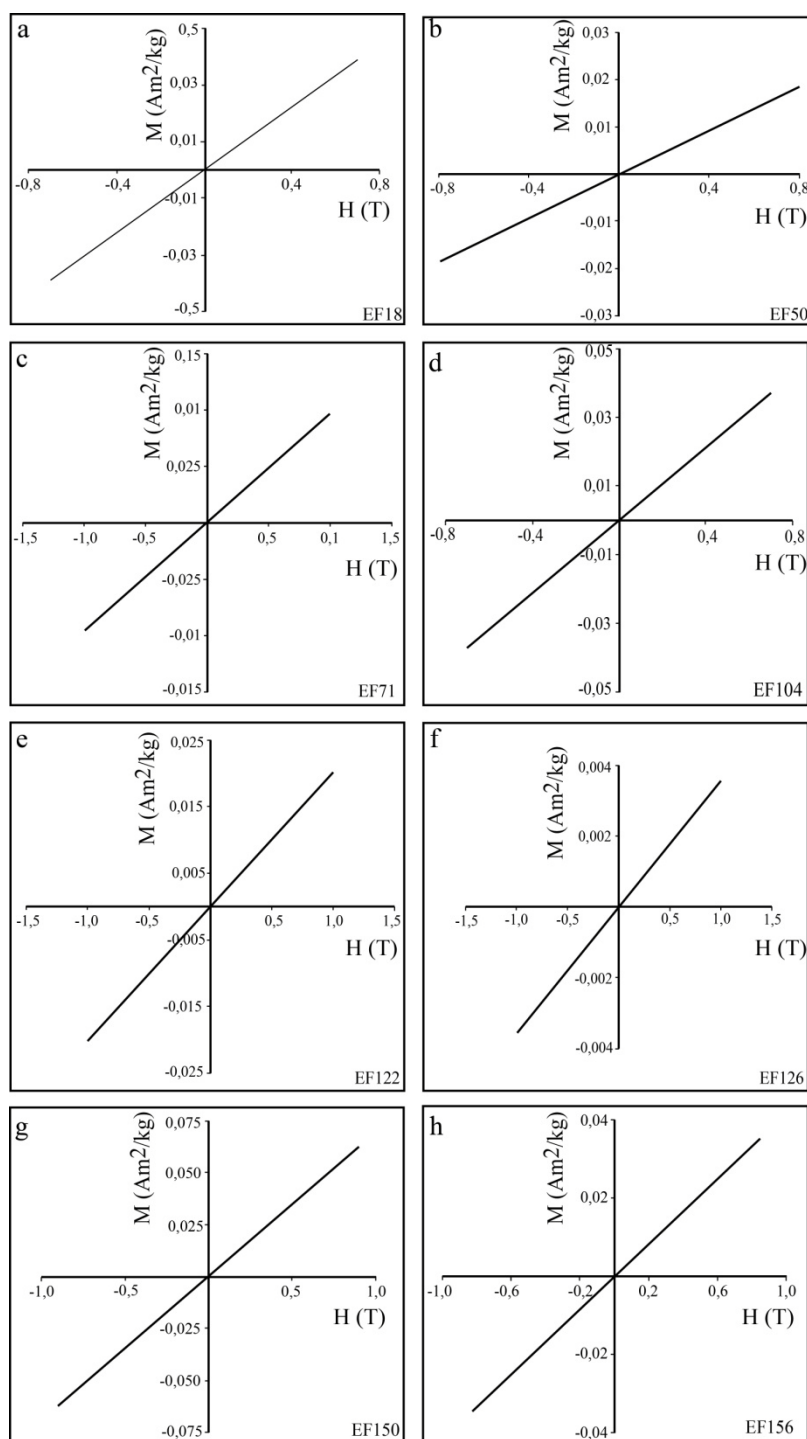


Figure 40 : Courbes d'hystérésis des échantillons paramagnétiques des granites du pluton de Misajé.

V 1.2.2 – Le comportement super-paramagnétique

La figure 41a-l présente des courbes caractéristiques du comportement super-paramagnétique. Ce comportement présente une gamme de grains allant des petites tailles aux grains grossiers. La forme de la courbe des échantillons EF (35, 59, 64 et 159) de la figure 41 est typique des grains de très petites tailles et caractérise de ce fait des Pseudo-Simple Domaines (PSD) ; alors que la forme en « S » de la courbe des échantillons EF (06, 14, 54, 62, 114, 142, 163, et 178) est typique des grains grossiers et caractérise de ce fait des comportements Multi-Domaines (MD).

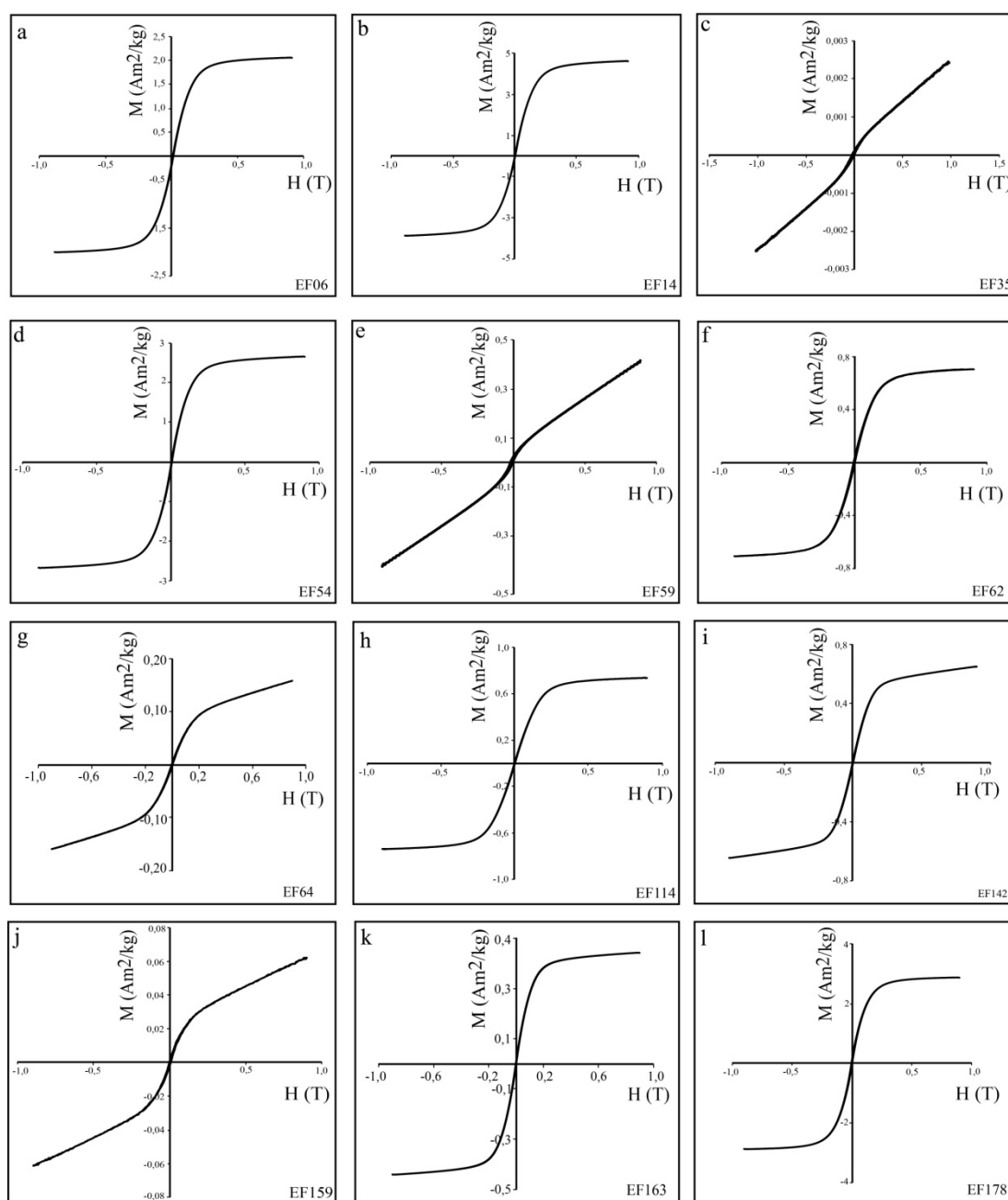


Figure 41 : Courbes d'hystérésis des échantillons super-paramagnétiques des granites du pluton de Misajé.

On note tout de même la présence non négligeable de l'hématite dans les échantillons EF64 et EF159. Il découle de ces observations que les courbes d'hystérésis des échantillons représentatifs du granite de Misajé présentent les caractéristiques des Pseudo-Simple-Domaine (PSD ; $0,05 \leq M_{rs}/M_s \leq 0,5$ et $2 \leq H_{cr}/H_c \leq 4$) et Multi-Domaine (MD ; $M_{rs}/M_s \leq 0,05$ et $H_{cr}/H_c \geq 4$).

V 1.2.3 – Les granites de Misajé dans le diagramme de Day et al. (1977)

Le comportement des courbes d'hystérésis décrites ci-dessus se confirme dans le diagramme de Day *et al.* (1977) par l'existence de deux domaines magnétiques (Fig. 42) : le PSD et le MD. Cette figure montre que tous les échantillons ferromagnétiques ($M_s > 0,1$) présentent un comportement des grains de magnétite MD ; alors que la majorité des échantillons paramagnétiques présente un comportement des grains de magnétite PSD. Toutefois, pris dans l'ensemble, 63 % des échantillons représentatifs du secteur d'étude présentent un comportement des grains de magnétite MD et 27 % présentent un comportement de PSD.

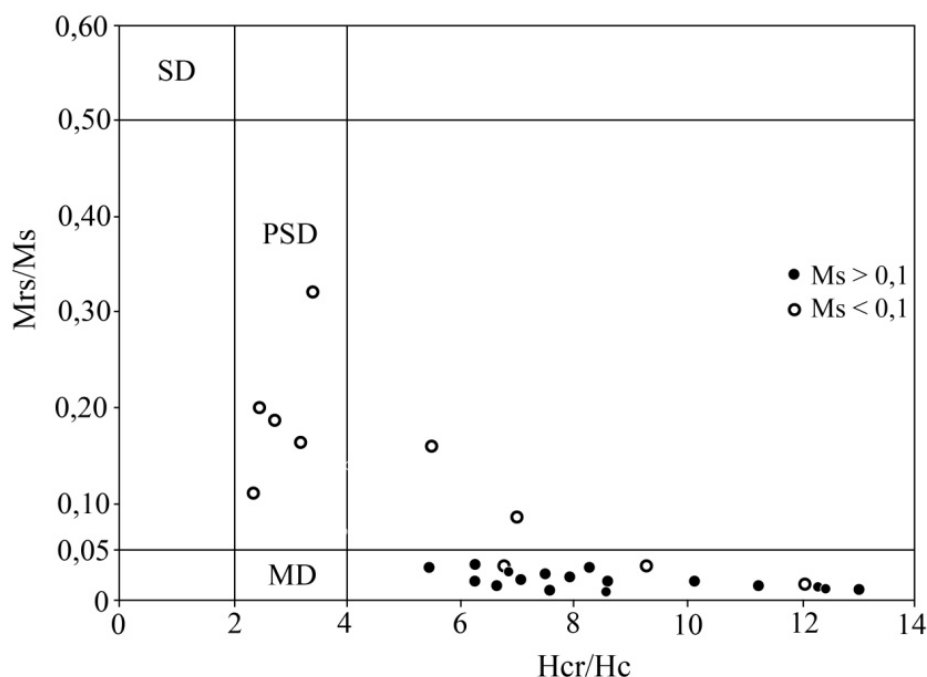


Figure 42 : Diagramme de Day *et al.* (1977) des échantillons représentatifs montrant les différents domaines magnétiques. M_s = magnétisation à saturation ; M_{rs} = magnétisation rémanente à saturation ; H_c = champ coercitif ; H_{cr} = champ rémanent coercitif.

Du point de vue minéralogique, les cycles d'hystérésis ont permis de mettre en évidence les différences majeures entre les échantillons de Misajé. Le principal porteur de l'aimantation de nos échantillons semble être la magnétite, caractérisée par les grains pseudo-simple

domaine et multi-domaine. Il est probable que les différences observées dans les courbes des comportements super-paramagnétiques soient liées à des transformations lors du chauffage.

V.2 – Les paramètres scalaires

Les paramètres scalaires sont la susceptibilité magnétique (Km), l'anisotropie totale (P %), l'anisotropie linéaire (L %), l'anisotropie planaire (F %) et le paramètre de forme (T) (Tableau V).

Tableau V : Données d'anisotropie de susceptibilité magnétique à champ faible pour le pluton granitique de Misajé. K_1 , K_2 , K_3 représentent respectivement les intensités de susceptibilité magnétique maximum, intermédiaire et minimum. $K_m = (K_1 + K_2 + K_3)/3$ est la susceptibilité moyenne ; $L = K_1/K_2$ l'anisotropie linéaire ; F est l'anisotropie planaire ; T est le paramètre de forme d'après jélinek (1981) ; P est l'anisotropie totale ; Dec : déclinaison magnétique en degré ; Inc : inclinaison magnétique en degré ; Long : longitude ; Lat : latitude.

Sites	Coordonnées géographiques		Données scalaires					Données directionnelles					
	Long (E) (°)	Lat (N) (°)	K_m (μSI)	L%	F%	P%	T	K_1		K_2		K_3	
								Dec	Inc	Dec	Inc	Dec	Inc
Granite leucocrate													
EF069	10,5456	6,7278	170	6	4	10	-0,21	224	35	339	10	84	33
EF088	10,5314	6,7092	519	6	5	11	-0,03	25	7	293	13	141	73
EF090	10,5361	6,7014	1	80	4	4	-0,41	224	39	345	32	97	34
EF099	10,5417	6,7208	136	3	2	5	-0,22	190	25	83	38	306	40
EF127	10,5303	6,6847	82	4	5	9	0,08	344	12	261	2	185	71
EF128	10,5303	6,6783	28	2	4	6	0,21	182	69	235	1	306	11
Granite à biotite													
EF003	10,5472	6,5863	330	3	2	4	-0,32	255	9	43	79	163	5
EF004	10,5528	6,5958	303	6	6	12	0,00	222	33	314	1	42	55
EF005	10,5531	6,6038	46	3	3	6	0,05	213	12	316	36	112	22
EF006	10,5506	6,6208	15558	11	10	22	-0,07	190	3	281	25	94	65
EF007	10,5567	6,6230	325	1	1	2	-0,10	178	64	237	4	321	27
EF008	10,5467	6,5900	263	2	2	3	-0,10	203	1	294	24	109	67
EF009	10,5508	6,5866	47	2	2	4	-0,11	267	41	163	18	66	39
EF010	10,5531	6,5913	1340	5	10	15	0,28	242	34	1	34	122	37
EF029	10,5442	6,5731	1096	12	7	20	-0,36	44	5	307	53	137	37
EF030	10,5397	6,5664	1302	3	1	4	-0,46	259	27	42	58	160	17
EF033	10,5322	6,5617	3245	25	7	33	-0,53	68	27	312	41	180	38
EF034	10,53	6,5697	979	2	3	6	0,21	28	17	91	23	318	61
EF035	10,5383	6,5739	405	2	3	5	0,29	264	29	43	63	161	17
EF036	10,5278	6,5658	589	3	2	4	-0,22	274	11	104	58	196	38
EF037	10,5189	6,5592	30700	6	14	20	0,41	233	4	356	83	142	6
EF040	10,5239	6,5872	20825	2	9	11	0,60	38	32	166	45	287	27
EF041	10,5347	6,5811	2996	11	9	20	-0,11	40	17	271	62	136	20
EF042	10,5297	6,5900	9889	6	4	10	-0,18	216	12	97	53	251	38
EF043	10,5147	6,6041	44	5	12	18	0,43	29	3	119	74	292	13
EF044	10,5211	6,6156	10408	23	10	35	-0,40	32	26	140	33	272	46
EF045	10,5267	6,6128	8096	21	11	35	-0,31	214	10	117	35	318	53
EF046	10,5306	6,6111	19717	21	7	29	-0,49	11	23	258	43	121	38
EF047	10,5367	6,5961	1539	5	7	12	0,11	271	18	4	9	117	68
EF048	10,5325	6,6028	14128	4	17	21	0,62	23	3	196	1	300	89
EF049	10,5469	6,6066	251	3	5	9	0,31	30	6	61	7	341	77
EF050	10,5469	6,6144	81	3	9	12	0,39	26	9	188	10	31	80
EF051	10,5414	6,5650	2516	8	14	23	0,23	209	12	6	62	159	26
EF061	10,5147	6,7033	234	2	2	4	-0,10	40	5	308	7	181	81
EF062	10,5028	6,7072	6801	7	7	14	-0,02	221	22	122	23	350	58
EF063	10,5044	6,7100	217	2	1	3	-0,40	200	16	102	26	319	59
EF077	10,5131	6,7010	344	3	3	6	0,07	28	17	273	8	24	70
EF078	10,5128	6,7189	37	3	2	5	-0,35	26	46	218	30	325	27
EF079	10,5139	6,7264	553	4	4	8	-0,02	252	15	353	19	137	63
EF080	10,5144	6,7336	312	1	2	3	0,13	21	2	358	18	170	72

Tableau V suite

EF081	10,5142	6,7427	25	4	4	8	0,04	78	13	347	18	221	71
EF083	10,5178	6,7028	245	1	1	2	-0,13	35	10	302	39	136	51
EF084	10,5192	6,7003	177	3	3	7	-0,01	53	38	155	16	263	48
EF085	10,5225	6,6983	214	1	13	14	0,88	207	15	102	19	240	65
EF086	10,5286	6,7014	53	3	9	12	0,46	48	10	152	26	309	68
EF087	10,5283	6,7069	3649	5	6	11	0,05	19	5	110	7	260	81
EF089	10,5231	6,7150	2706	7	6	13	-0,08	35	13	277	62	131	24
EF091	10,5431	6,6978	34	3	1	4	-0,33	21	18	114	14	241	67
EF092	10,5442	6,6911	7592	6	14	21	0,37	207	3	297	2	57	86
EF093	10,5489	6,6900	79	1	3	5	0,47	59	42	150	19	275	47
EF094	10,5478	6,6986	31	3	2	4	-0,17	29	15	257	63	121	22
EF095	10,5461	6,7067	18	5	4	10	-0,13	174	39	46	39	290	28
EF106	10,5125	6,7397	39	2	2	4	-0,10	82	38	349	5	256	53
EF107	10,5064	6,6956	71	3	6	9	0,37	232	14	326	4	55	76
EF110	10,5178	6,6469	7779	20	12	34	-0,26	38	9	141	54	302	35
EF111	10,5131	6,6456	1	24	63	10	-0,10	180	10	276	23	67	66
EF112	10,5172	6,6383	35	3	1	4	-0,37	17	30	129	37	258	40
EF113	10,5233	6,6372	10121	10	25	36	0,34	218	9	310	6	74	79
EF114	10,5244	6,6563	10585	11	27	41	0,37	231	4	140	10	343	80
EF115	10,5267	6,6472	22210	14	19	36	0,12	41	4	131	1	226	85
EF116	10,5381	6,6467	9691	8	17	26	0,37	216	2	122	24	254	72
EF117	10,5475	6,6425	35	5	3	8	-0,19	200	2	106	61	291	29
EF118	10,5489	6,6347	29	3	2	5	-0,29	14	33	258	30	138	42
EF119	10,5522	6,6231	205	2	1	3	-0,09	192	41	98	4	3	48
EF120	10,5536	6,6189	2888	20	7	27	-0,48	86	60	301	25	204	15
EF121	10,5422	6,6344	24	4	3	7	-0,09	20	23	183	33	320	48
EF122	10,5361	6,6286	115	2	3	5	0,18	215	24	247	14	131	62
EF123	10,5336	6,6228	283	9	4	13	-0,40	31	15	145	57	297	29
EF124	10,5272	6,6286	7157	11	9	21	-0,12	28	10	123	36	287	56
EF125	10,5192	6,6289	9873	24	3	28	-0,70	46	4	138	32	308	58
EF126	10,5114	6,6936	233	2	2	4	-0,19	236	1	326	28	143	62
EF129	10,5306	6,6692	411	5	8	14	0,41	23	32	123	15	250	57
EF130	10,5406	6,6653	237	4	4	8	0,11	43	8	316	2	211	76
EF131	10,5492	6,6594	488	30	20	56	-0,31	50	1	141	69	319	19
EF132	10,5494	6,6486	32	8	4	12	-0,36	215	2	300	72	117	25
EF159	10,5694	6,6681	1153	9	9	19	0,04	46	3	315	17	144	75
EF160	10,5647	6,6733	1574	10	5	15	-0,36	25	2	116	18	289	72
EF161	10,5556	6,6847	12776	19	9	29	-0,37	25	44	338	46	67	1
EF162	10,5706	6,7042	1390	5	3	9	-0,30	202	25	4	15	249	59
EF164	10,5767	6,6961	904	2	2	3	-0,04	199	20	303	33	85	48
EF165	10,5778	6,6806	20	2	2	3	-0,05	28	33	145	31	18	15
EF166	10,5703	6,6936	1775	7	6	14	-0,11	195	7	109	5	3	74
EF168	10,5597	6,7078	310	5	4	10	-0,14	195	35	289	1	339	45
Granite à biotite et amphibole													
EF011	10,5564	6,5880	303	2	3	4	0,18	39	21	264	62	136	18
EF012	10,5589	6,5891	12390	3	7	11	0,43	222	32	313	1	45	58
EF014	10,6181	6,5886	22810	31	23	62	-0,06	207	4	302	49	113	41
EF016	10,6147	6,5850	13851	9	20	31	0,35	218	52	31	38	124	3
EF017	10,6106	6,5858	14072	4	18	22	0,19	33	56	242	29	149	18
EF018	10,6108	6,5911	385	2	3	6	0,09	236	33	145	30	65	38
EF019	10,6067	6,5872	319	0	1	2	0,32	114	82	345	9	83	2
EF020	10,6075	6,5839	14460	35	6	42	-0,68	233	44	139	3	47	46
EF021	10,6022	6,5839	5984	5	4	10	-0,16	260	71	41	15	133	11
EF022	10,5931	6,5992	19240	22	6	30	-0,53	187	21	301	46	81	36
EF028	10,5514	6,5669	646	6	5	11	-0,09	212	15	336	63	115	21
EF032	10,5344	6,5581	7457	6	4	10	-0,19	263	39	105	49	2	11
EF052	10,5725	6,5994	121	2	4	6	0,38	8	4	270	62	100	28
EF053	10,6175	6,5983	15708	9	19	30	0,33	2	6	231	80	93	7
EF054	10,6139	6,6069	24478	5	13	19	0,41	18	31	163	54	278	17
EF055	10,6011	6,6197	4723	4	4	8	0,07	166	44	12	43	269	14
EF057	10,5956	6,6133	601	1	3	3	0,50	46	75	261	8	169	13
EF058	10,5825	6,6133	295	1	1	2	-0,12	171	40	253	69	346	36
EF059	10,5725	6,6078	694	5	3	8	-0,17	173	42	273	10	12	48
EF064	10,5658	6,7328	1430	4	2	6	-0,33	196	10	308	61	98	26
EF065	10,5589	6,7381	104	1	1	2	0,19	341	34	137	56	240	8
EF066	10,5575	6,7297	258	1	2	3	-0,03	180	23	303	33	72	53
EF067	10,5528	6,7269	3890	5	13	19	0,42	141	25	241	22	4	58
EF068	10,5492	6,7280	326	2	1	3	-0,25	187	48	336	16	271	47
EF070	10,5469	6,7467	246	2	2	3	0,00	180	62	336	18	286	13
EF071	10,545	6,7472	263	1	2	3	0,14	240	60	141	7	40	35
EF072	10,5464	6,7444	711	7	3	10	-0,46	44	23	140	19	281	54

Tableau V suite et fin

EF073	10,5464	6,7356	13183	18	7	26	-0,39	183	29	283	20	43	56
EF074	10,5414	6,7331	3756	7	15	23	0,43	223	31	107	37	342	38
EF075	10,5292	6,7350	163	3	1	4	-0,35	119	52	208	1	298	35
EF076	10,5214	6,7317	209	1	3	3	0,64	280	34	187	3	95	56
EF096	10,5272	6,7181	5493	11	11	24	0,07	240	29	16	49	136	26
EF097	10,5294	6,7231	191	4	2	6	-0,32	207	22	112	31	317	49
EF098	10,5347	6,7267	322	3	3	6	0,01	220	57	26	33	120	7
EF102	10,5000	6,7242	200	1	3	3	0,65	63	47	165	11	264	41
EF103	10,5025	6,7228	495	0	0	1	-0,14	43	11	132	16	286	73
EF104	10,5025	6,7444	222	1	3	3	0,49	264	1	174	14	357	77
EF105	10,5089	6,7328	234	1	3	4	0,59	73	11	168	24	320	64
EF142	10,6283	6,6797	12112	29	19	53	-0,18	17	2	136	87	287	3
EF143	10,6289	6,6753	11774	25	8	35	-0,49	192	14	54	71	284	12
EF144	10,6239	6,6644	8618	20	25	50	0,10	28	4	122	39	293	51
EF145	10,6267	6,6481	5921	15	10	26	-0,21	354	8	99	61	260	28
EF147	10,6367	6,6875	187	2	2	4	-0,14	194	1	44	86	106	0
EF148	10,5936	6,6800	232	2	2	3	-0,00	192	0	284	66	101	24
EF149	10,5878	6,6703	275	2	2	3	0,01	198	10	313	52	94	15
EF150	10,5850	6,6614	196	2	2	4	0,12	260	48	1	10	103	42
EF151	10,5922	6,6544	192	1	3	4	0,32	207	14	316	13	80	48
EF152	10,5806	6,6519	213	2	2	4	-0,18	329	32	229	17	115	55
EF153	10,5972	6,6389	221	2	2	4	-0,13	331	31	217	31	94	44
EF154	10,5672	6,6314	210	1	1	2	0,35	197	12	72	49	173	37
EF155	10,5592	6,6403	107	2	2	4	0,13	185	5	104	41	312	58
EF156	10,5644	6,6450	238	3	1	5	-0,32	44	60	146	2	227	27
EF157	10,5683	6,6539	236	3	2	4	-0,27	142	14	40	43	245	45
EF158	10,5744	6,6575	225	2	1	4	-0,30	350	11	241	58	89	28
EF163	10,5858	6,7000	3757	13	5	18	-0,47	185	12	309	68	91	18
EF167	10,5711	6,7133	569	6	3	10	-0,13	200	14	302	37	92	49
EF169	10,5744	6,7202	301	4	4	8	0,09	213	36	313	9	57	53
EF170	10,5792	6,7131	206	2	1	3	-0,14	43	44	270	30	140	23
EF171	10,5903	6,7142	235	1	1	2	0,10	235	21	319	16	113	45
EF172	10,6003	6,7069	4048	5	4	10	-0,09	182	14	92	6	343	77
EF173	10,5964	6,6993	223	2	1	3	-0,20	347	6	218	59	50	81
EF174	10,6000	6,7194	246	2	2	4	-0,07	191	29	72	30	308	53
EF175	10,6042	6,7272	251	1	4	5	0,33	280	2	191	18	8	73
EF176	10,5972	6,7358	221	1	1	3	0,14	257	24	162	18	32	63
EF177	10,6131	6,7233	230	1	2	4	0,19	127	22	262	43	25	32
EF178	10,6253	6,7217	33191	20	7	28	-0,50	176	17	21	72	268	8
EF180	10,5944	6,7411	74	1	2	3	0,41	159	7	251	8	23	77
EF181	10,5844	6,7428	394	1	2	3	0,12	212	26	155	21	283	31
EF182	10,5728	6,7425	414	1	2	3	0,19	185	26	295	36	68	45
EF184	10,5606	6,5800	825	0	0	1	0,34	248	69	43	19	137	10
Granodiorite													
EF013	10,5681	6,5952	7675	8	2	10	-0,64	190	40	310	31	65	35
EF023	10,5869	6,5831	2812	4	5	10	0,11	208	41	108	11	6	48
EF025	10,5789	6,5747	3238	5	4	9	-0,11	215	48	317	11	57	41
EF026	10,5719	6,5803	4268	5	4	9	-0,17	200	46	85	22	339	35
EF027	10,5644	6,5772	15907	8	6	14	-0,14	232	29	329	12	79	58
EF056	10,5831	6,6033	923	3	2	4	-0,31	92	16	359	9	239	71
EF060	10,5889	6,5958	8182	7	6	13	-0,08	195	35	299	19	53	49
Orthogneiss à biotite et amphibole													
EF001	10,6350	6,5950	13812	70	37	61	0,32	234	14	331	13	133	73
EF002	10,3817	6,5969	27349	6	51	60	0,76	21	13	143	66	286	21
EF133	10,6547	6,7033	27	3	5	7	0,32	4	11	265	39	106	50
EF134	10,6489	6,6997	154	5	10	16	0,35	19	15	183	75	288	4
EF135	10,6608	6,6950	3	26	63	57	0,41	299	58	12	3	115	38
EF136	10,6569	6,6833	437	4	16	22	0,58	10	29	273	17	157	64
EF137	10,6553	6,6739	45	3	6	9	0,38	303	50	40	7	136	39
EF138	10,6483	6,6758	2006	12	7	20	-0,10	174	9	201	86	333	12
EF139	10,6492	6,6844	164	4	13	18	0,48	355	10	108	65	261	22
EF140	10,6417	6,6820	28	1	5	6	0,56	180	23	75	31	301	50
EF141	10,6356	6,6792	40774	21	27	53	0,12	7	5	104	55	273	35
EF146	10,6383	6,6297	8311	32	7	42	-0,60	32	15	303	2	204	77
EF179	10,6314	6,7111	1395	7	12	20	0,23	8	21	152	65	272	13
Migmatites et amphibolites													
EF015	10,6183	6,5983	17946	11	23	37	0,35	54	4	148	46	320	43
EF024	10,5872	6,5725	10852	6	7	14	0,04	167	34	276	26	35	45
EF031	10,5386	6,5555	690	3	4	8	-0,06	268	11	196	15	24	71
EF038	10,5156	6,5672	516	2	4	6	0,24	19	19	118	24	254	59
EF039	10,5178	6,5764	1174	3	3	7	0,14	240	10	337	48	156	49
EF082	10,5111	6,7467	13653	8	16	25	0,30	76	40	172	8	271	51
EF100	10,5206	6,7403	348	1	1	3	0,04	243	4	338	52	150	38
EF101	10,5036	6,7192	294	4	4	8	0,06	208	21	117	2	21	69
EF108	10,5025	6,6872	195	3	2	5	-0,14	203	4	112	14	308	75
EF109	10,5178	6,6831	278	2	1	3	-0,27	44	1	314	14	136	76
EF183	10,5853	6,5706	575	8	6	15	-0,19	54	48	301	21	195	33

Les paramètres K_1 , K_2 et K_3 de chaque site ont permis de construire les stéréogrammes (Fig. 43).

Granite à biotite (GB)

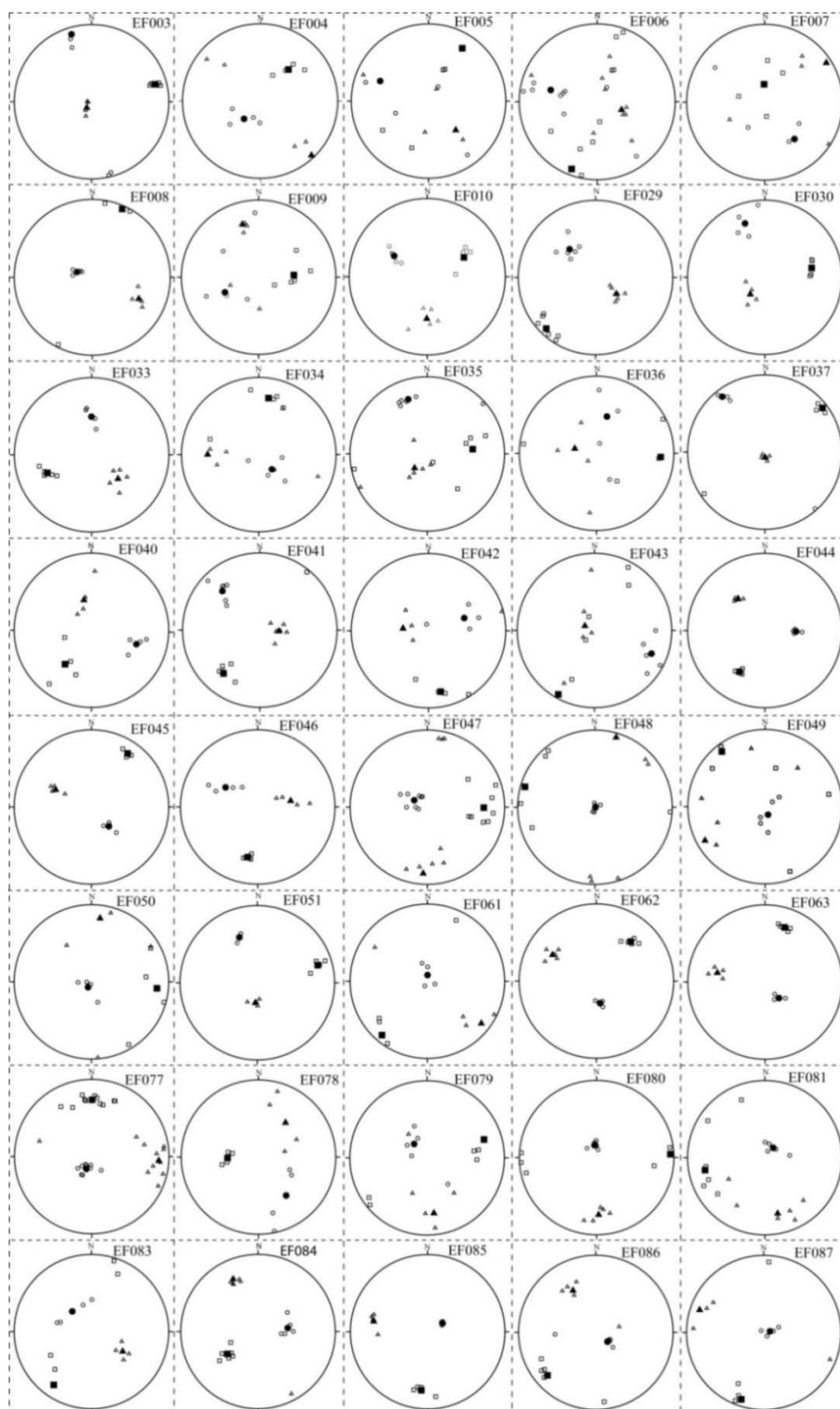


Figure 43 : Stéréogrammes des données d'ASM pour chaque site d'échantillonnage. Les données ont été plotées dans l'hémisphère inférieur ; noter l'organisation des différents paramètres K_1 , K_2 et K_3 .

Granite à biotite (GB) suite

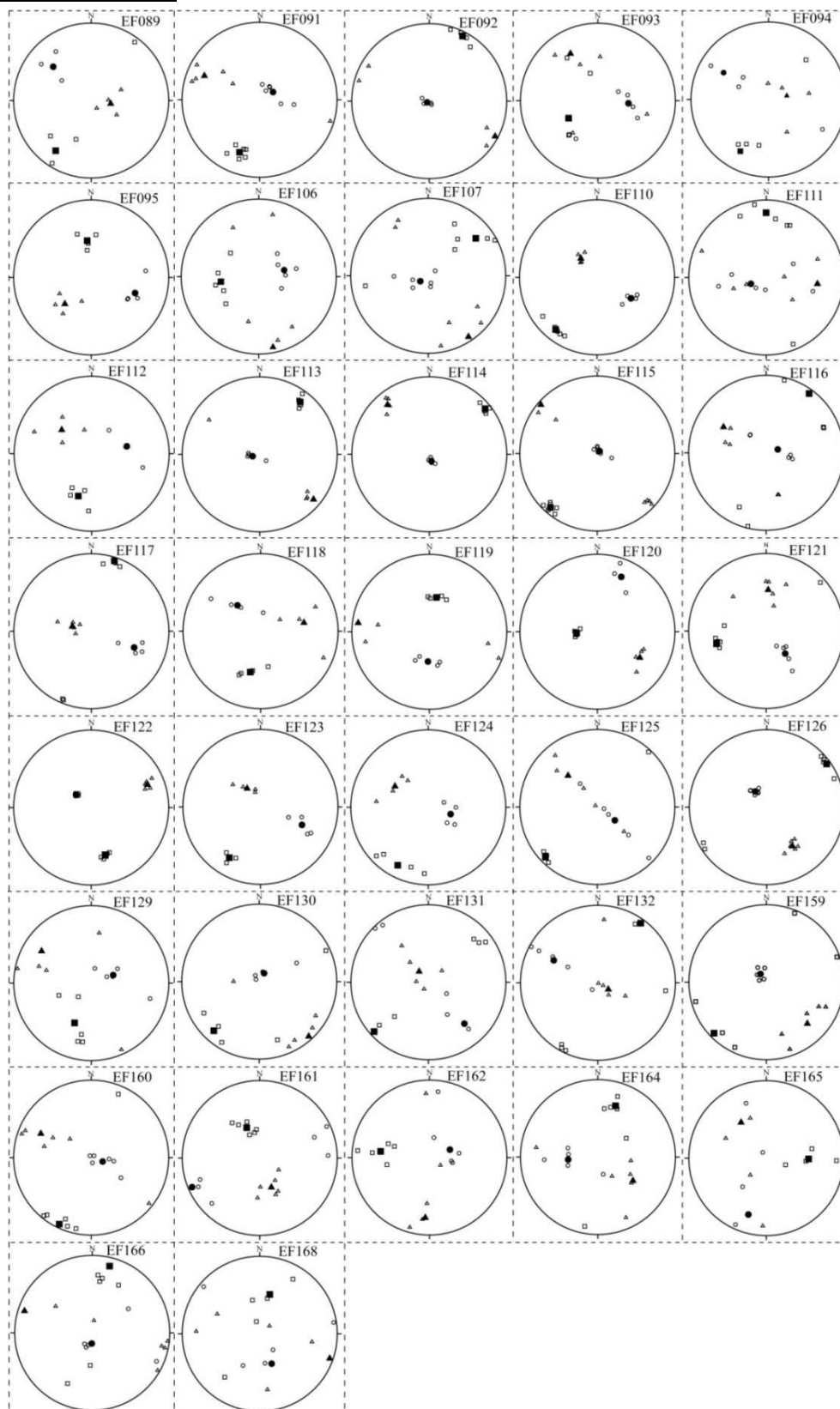


Figure 43 suite

Granite à biotite et amphibole (GBH)

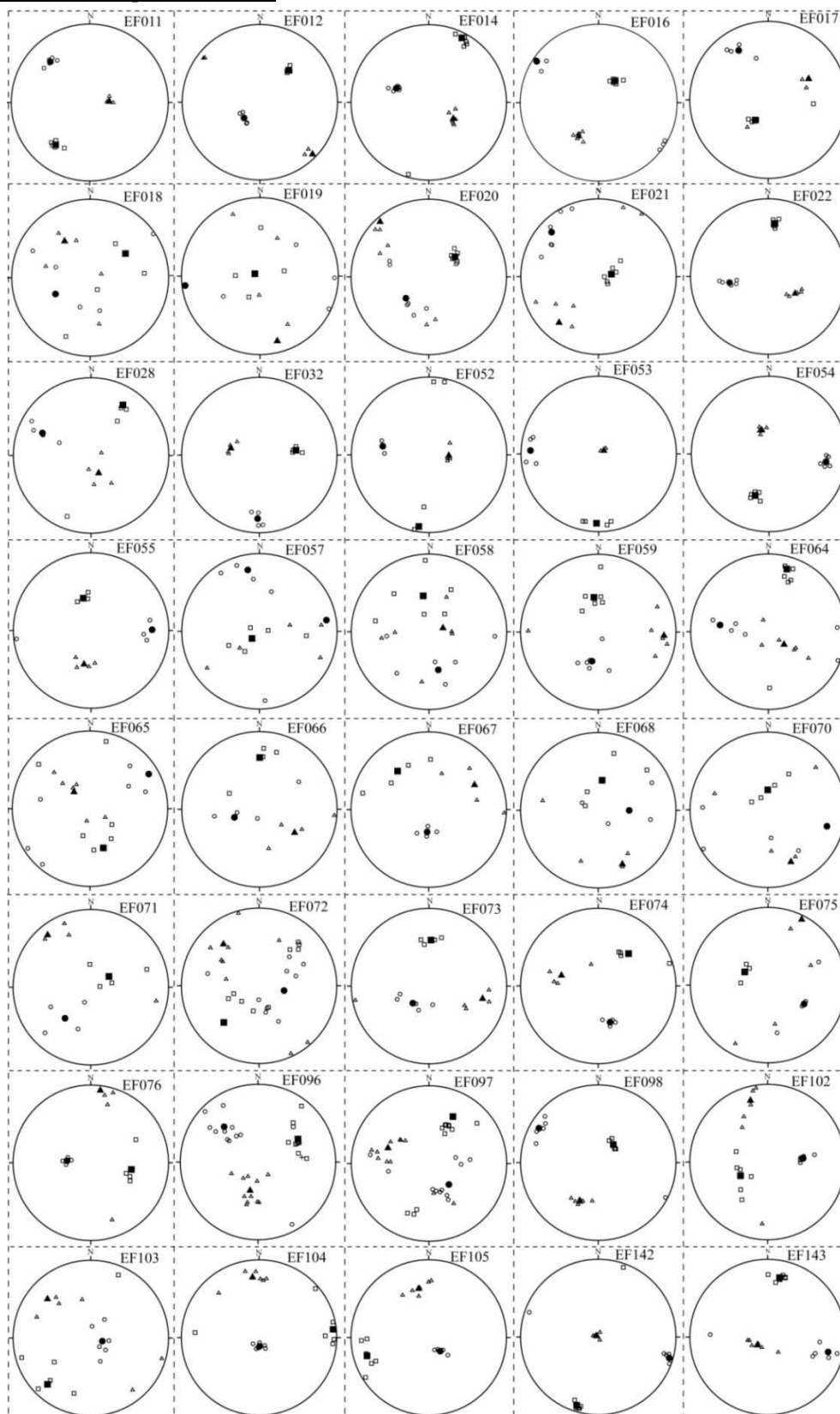


Figure 43 suite

Granite à biotite et amphibole (GBH) suite

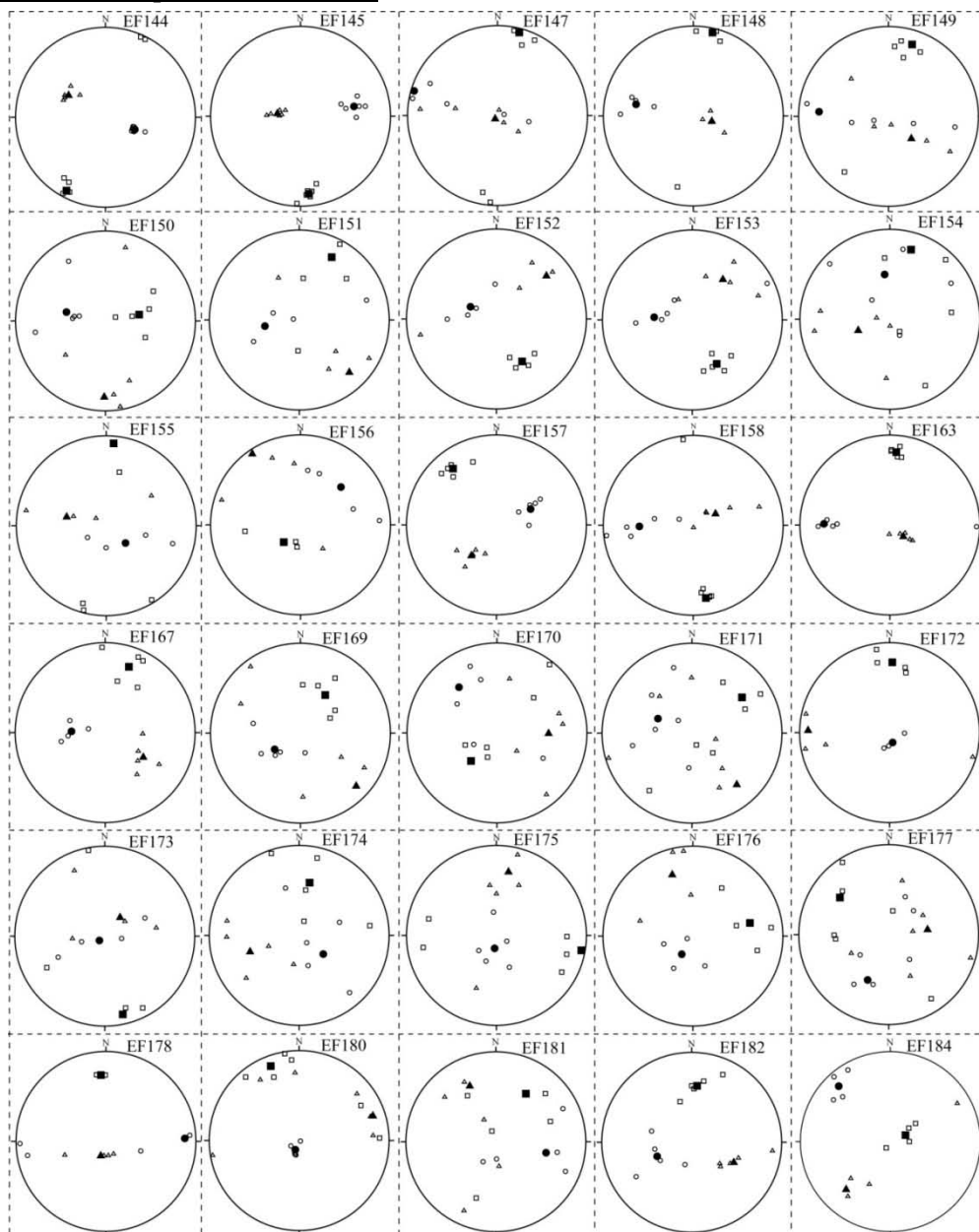


Figure 43 suite

Granite leucocrate (GL)

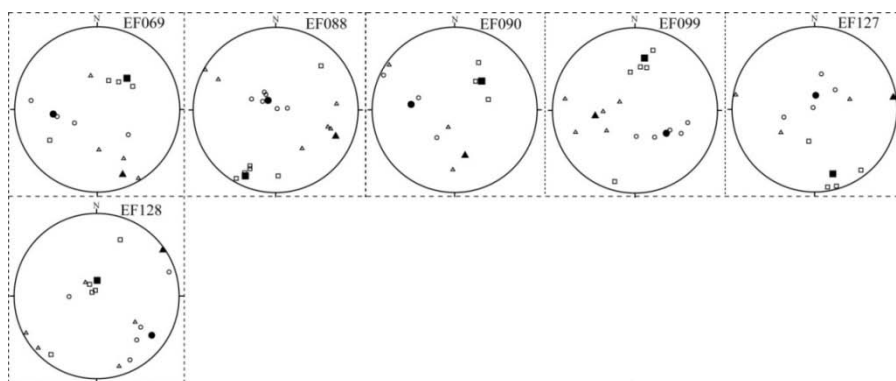


Figure 43 suite

Granodiorite (GD)

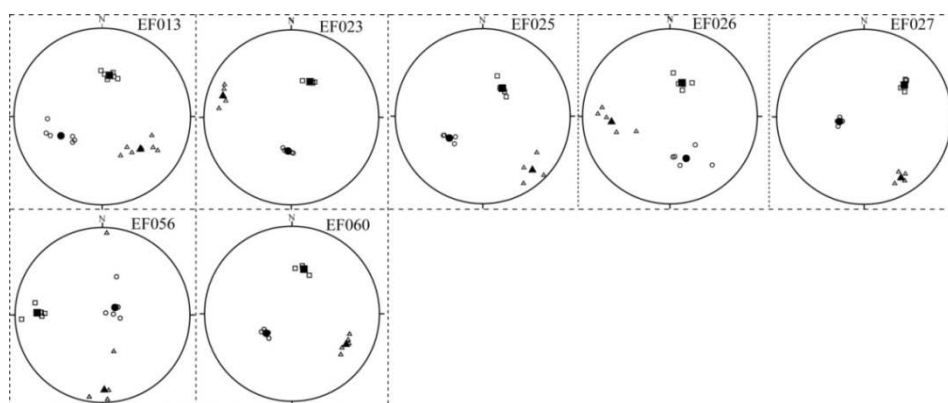
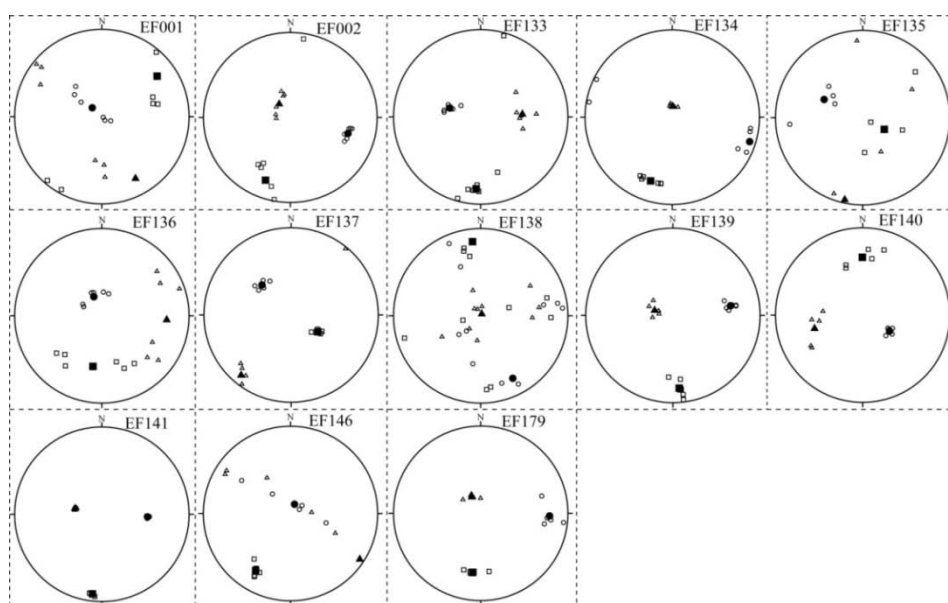


Figure 43 suite

Orthogneiss à biotite et amphibole



Gneiss à biotite et amphibole (Gneiss BH)

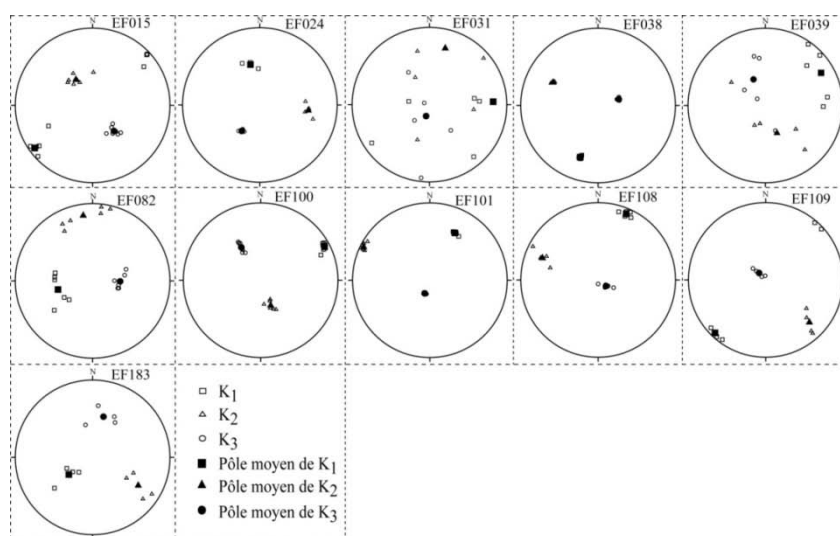


Figure 43 suite et fin

Ces stéréogrammes présentent quatre regroupements. Le premier est celui des échantillons EF002, EF016, EF022, EF023, le deuxième constitué des échantillons EF001, EF042, EF061, le troisième renferme les échantillons EF059, EF184 et le quatrième constitué des échantillons EF134, EF142. Mais sur certains stéréogrammes ces trois paramètres K_1 , K_2 et K_3 ne présentent aucune organisation précise (EF039, EF058, EF177).

V 2.1. – La susceptibilité magnétique (K_m)

La magnitude de la susceptibilité magnétique (K_m) présente une variation considérable dans le secteur d'étude. En effet cette magnitude varie entre 1×10^{-6} SI (site EF111 dans le granite à biotite) et 33191×10^{-6} SI (site EF178 dans le granite à biotite et amphibolite, Tableau V ; Fig. 44a). C'est ainsi que K_m varie entre 1×10^{-6} SI et 519×10^{-6} SI dans le GL, 1×10^{-6} SI et 30700×10^{-6} SI dans le GB, 74×10^{-6} SI et 33191×10^{-6} SI dans le GBH, 923×10^{-6} SI et 15907×10^{-6} SI dans la GD. Ces valeurs indiquent pour le corps granitique, la présence simultanée du comportement ferromagnétique (46 % de sites ont des valeurs de $K_m > 500 \times 10^{-6}$ SI) et du comportement paramagnétique (54 % de sites du massif ont des valeurs de $K_m < 500 \times 10^{-6}$ SI ; Fig. 44b). Cependant, sur certains affleurements, un même site, présente les deux comportements (paramagnétiques et ferromagnétiques).

Dans les migmatites à biotite et amphibole et les amphibolites, la magnitude de la susceptibilité magnétique varie entre 195×10^{-6} SI et 17946×10^{-6} SI. Cependant, dans les orthogneiss à biotite et amphibole, cette magnitude varie entre 3×10^{-6} SI et 40774×10^{-6} SI.

Pris individuellement, les histogrammes des différents types pétrographiques présentent des variations de K_m assez étalées. Ainsi dans le GL, 83 % de sites présentent des valeurs de $K_m \leq 0,5 \times 10^{-3}$ SI et 17 % $\geq 0,5 \times 10^{-3}$ SI. Dans le GD, 72 % de sites sont compris entre 1 et 10×10^{-3} SI, 14 % respectivement entre ($0,5$ et 1×10^{-3} SI) et (10 et 20×10^{-3} SI). Dans le GB, 53 % de sites ont des valeurs de $K_m = 0,5 \times 10^{-3}$ SI alors que cette valeur correspond à 59 % dans le GBH ; 5 % de sites sont compris entre 500 et 1000×10^{-6} SI dans le GB et 8 % dans le GBH ; 29 % entre 1 et 10×10^{-3} SI dans le GB et 16 % dans le GBH ; 9 % entre 10 et 20×10^{-3} SI dans le GB et 13 % dans le GBH.

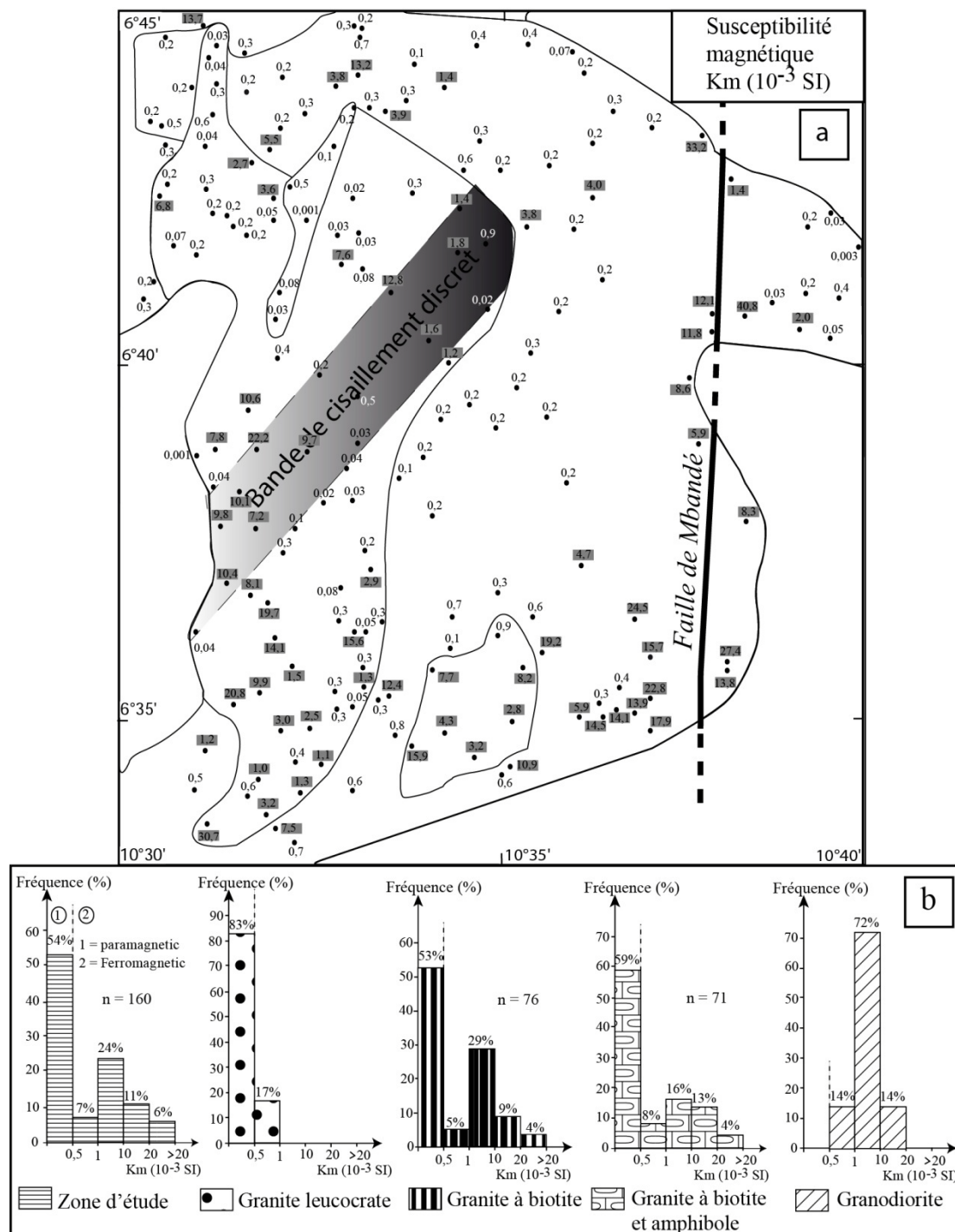


Figure 44 : (a) Magnitude de la susceptibilité magnétique moyenne ($Km \times 10^{-3}$) du pluton granitique de Misajé ; les valeurs grisées sont celles de $Km > 1 \times 10^{-3}$ SI. (b) Histogramme de susceptibilité magnétique moyenne de l'ensemble du pluton et par types pétrographiques.

Les stations qui présentent des Km élevés à très élevés sont localisées tout au long de la faille de Mbandé en bordure « est » du pluton, dans la granodiorite, dans le granite à biotite (dans la partie sud et ouest), dans le granite à biotite et amphibole (dans la partie sud et nord) (Fig. 44a).

On note une entière prédominance des minéraux ferromagnétiques dans la granodiorite, contrairement aux autres types pétrographiques où on a la coexistence des minéraux ferromagnétiques et paramagnétiques. Cette remarque sera confortée dans le paragraphe de la minéralogie magnétique. Dans l'ensemble, la partie sud du pluton, les bordures et les limites entre les formations sont généralement dominées par le comportement ferromagnétique alors que le reste est dominé par le comportement paramagnétique.

V 2.2 – Anisotropie totale (P %)

L'anisotropie totale des roches du pluton granitique de Misajé varie entre 1 % et 62 % (Tableau V ; Fig. 45a). Individuellement dans les différents types pétrographiques, P % varie entre 4 % et 11 % dans le granite leucocrate, 2 % et 56 % dans le granite à biotite, 1 % et 62 % dans le granite à biotite et amphibole, 4 et 14 % dans la granodiorite (Tableau V ; Fig. 45a). Elle varie entre 3 % et 37 % dans les migmatites à biotite et amphibole et entre 6 % et 61 % dans les orthogneiss à biotite et amphibole. La figure 45a montre également que les valeurs élevées de P % (> 40 %) sont concentrées tout le long de la faille de Mbandé dans la zone de contact entre le granite à biotite et amphibole et l'orthogneiss à biotite et amphibole.

Les histogrammes d'anisotropie de susceptibilité (Fig. 45b) montrent 75 % de sites présentant les valeurs de P % < 15 %. Ces dernières sont sensiblement similaires à celles observées dans le granite à biotite et le granite à biotite et amphibole (70 % de sites et 76 % de sites respectivement). Par contre, elles sont très élevées dans le granite leucocrate et la granodiorite.

Un rapprochement fait avec la carte de Km et de P % montre que les stations où les valeurs de P % sont supérieures à 20 % sont couramment localisées dans les zones où les valeurs de Km sont supérieures à 1×10^{-3} SI. Ainsi, la variabilité des valeurs de P % est influencée par la distribution non homogène des minéraux magnétiques. Cependant, certains sites (EF111 dans le granite à biotite) qui présentent les plus faibles valeurs de Km ont des taux relativement moyens de P %. Par ailleurs d'autres sites (EF115 toujours dans le granite à biotite), qui présentent une valeur de Km élevée ont un taux de P % élevé. Des exemples similaires sont aussi observés dans les autres types pétrographiques.

Les différentes microstructures des roches du pluton granitique de Misajé présentent des taux d'anisotropie liés à l'expression de la déformation. Ainsi, dans la granodiorite par exemple, les échantillons EF13, EF25, EF27 et EF60 pour lesquels le taux d'anisotropie est

respectivement de 10, 9, 14, et 13 %, présentent des microstructures de déformation à l'état magmatique à submagmatique (Fig. 37). Il en est de même de l'échantillon EF53 de GBH qui pour une microstructure de déformation à l'état solide, présente un taux d'anisotropie de 30 %. La déformation aurait donc joué un rôle important dans la variation de l'anisotropie.

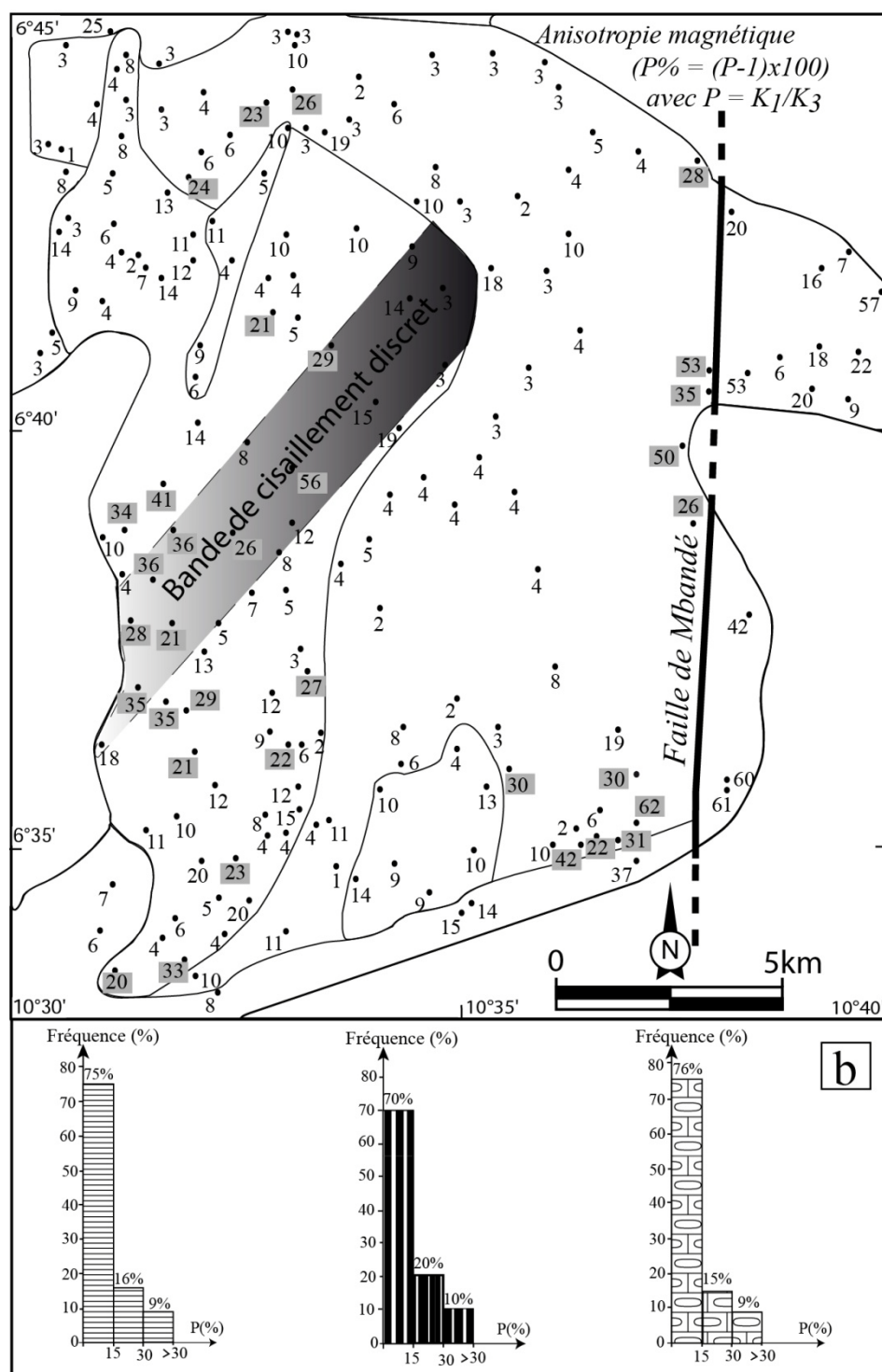


Figure 45 : (a) Carte d'anisotropie magnétique P % du pluton granitique de Misajé ; (b) Histogramme de P % par type pétrographique. Les valeurs grisées sont celles de $P > 20$ %.

Le diagramme $P \% = f(Km)$ (Fig. 46) montre pour le pluton de Misajé deux nuages de points : le nuage de point (I) présente les valeurs faibles de Km alors que le nuage de point (II) présentent des valeurs élevées de Km. Par ailleurs, nous avons pour certaines valeurs croissantes de Km, des valeurs constantes de P % (voir nuage I). Dans l'ensemble, le diagramme $P \% = f(Km)$, présente une évolution linéaire.

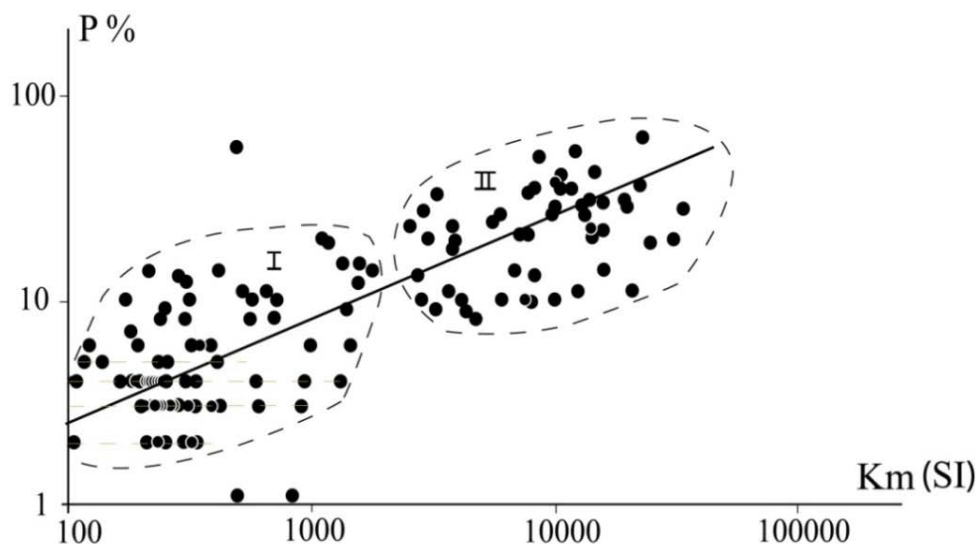


Figure 46 : Diagramme de $P \% = f(Km)$ des granitoïdes de Misajé.

V 2.3 – Les taux d'anisotropie de susceptibilité linéaire (L %) et planaire (F %)

L'anisotropie linéaire ($L \% = 100 \times (L-1)$) permet de quantifier la tendance des minéraux magnétiques à s'aligner selon une direction privilégiée. Dans le pluton de Misajé l'anisotropie linéaire varie de 0 % dans les sites (EF019, 103 et 184) à 80 % (EF90) (Tableau VI). Cette gamme de variation est aussi bien perceptible dans le granite leucocrate (2 à 80 %), mais dans le granite à biotite et le granite à biotite et amphibole, le taux d'anisotropie de susceptibilité linéaire ne dépasse pas 31 %. Par ailleurs dans la granodiorite, ce taux est très faible (3 à 8 %). Dans les migmatites à biotite et amphibole et les amphibolites, le taux d'anisotropie de susceptibilité linéaire varie entre 1 et 11 % alors que dans les orthogneiss à biotite et amphibole, les valeurs de L % sont comprises entre (1 % et 70 %).

Le taux d'anisotropie planaire ($F \% = 100 \times (F-1)$) est très étalée (0,3 (EF184) à 63 % (EF111)) pour l'ensemble du pluton de Misajé (Tableau V). Pris individuellement, cette variation est faible dans le granite leucocrate (2 à 5 %) et dans la granodiorite (2 à 6 %) ; moyenne dans le granite à biotite et amphibole (0,3 à 25 %) et élevée dans le granite à biotite (1 à 63 %). Dans les migmatites à biotite et amphibole, le taux d'anisotropie planaire varie

entre 1 et 23 % alors que dans les orthogneiss à biotite et amphibole, elle est très étalée (5 – 63 %).

V 2.4 – Le paramètre de forme ou facteur de Jelinek (T)

Le facteur T de Jelinek ($T = [(2\ln (K2/K3)/\ln (K1/K3))-1]$) permet de caractériser la forme de l'ellipsoïde et la fabrique magnétique. Ainsi, pour $-1 < T < -0,5$, l'ellipsoïde est de type linéaire, ce qui induit un mécanisme de déformation de type constriction ; pour $-0,5 < T < 0,5$, l'ellipsoïde est de type plano – linéaire ce qui induit un mécanisme de type aplatissement et constriction ; pour $0,5 < T < 1$, l'ellipsoïde est de type planaire indiquant de ce fait un mécanisme de type aplatissement.

Dans le pluton de Misajé, les valeurs du paramètre de forme T sont très étalées et comprises entre -0,09 (EF028 dans le granite à biotite et amphibole et le granite à biotite) et 0,88 (EF085 dans le granite à biotite) (Tableau V ; Fig. 47a). Cependant, la répartition d'ensemble dans les différents types pétrographiques permet de voir que les valeurs de T varient entre -0,41 et 0,21 dans le granite leucocrate ; -0,70 et 0,88 dans le granite à biotite ; -0,09 et 0,65 dans le granite à biotite et amphibole ; -0,64 et 0,11 dans la granodiorite. Dans les migmatites à biotite et amphibole et les amphibolites, le facteur T varie entre -0,06 et 0,35 alors que dans les orthogneiss à biotite et amphibole, il varie entre -0,60 (EF146) et 0,76 (EF002).

Au regard des histogrammes de la figure 47b, l'ensemble du pluton de Misajé présente 92 % de T compris entre -0,5 et 0,5. Ce pourcentage élevé de T montre que le pluton de Misajé est dominé par le comportement triaxial impliquant l'ellipsoïde de type plano - linéaire. Cette domination du comportement triaxial est aussi observable dans les différentes formations du massif ; on note 96 % dans le granite à biotite, 90 % dans le granite à biotite et amphibole, 84 % dans la granodiorite et 100 % dans le granite leucocrate.

Dans les autres types pétrographiques comme les migmatites à biotite et amphibole et orthogneiss à biotite et amphibole, le comportement plano - linéaire reste dominant dans 100 % de sites et 69 % respectivement.

Il est important de remarquer que le comportement plano-linéaire (dominant) est également observable sur les stéréogrammes de la figure 43. La lecture de ces stéréogrammes permet de définir des regroupements liés à la fabrique de la roche : (1) dans le premier type,

K_1 , K_2 et K_3 se repartissent individuellement définissant ainsi une fabrique plano-linéaire ; (2) dans le second regroupement, K_1 et K_2 se mettent en zone autour de K_3 impliquant une fabrique planaire ; (3) dans le troisième type, on observe un regroupement de K_2 et K_3 autour de K_1 , caractéristique de la fabrique linéaire. Cette organisation est similaire à celle observée dans le diagramme $T = f(P\%)$ (Fig. 48).

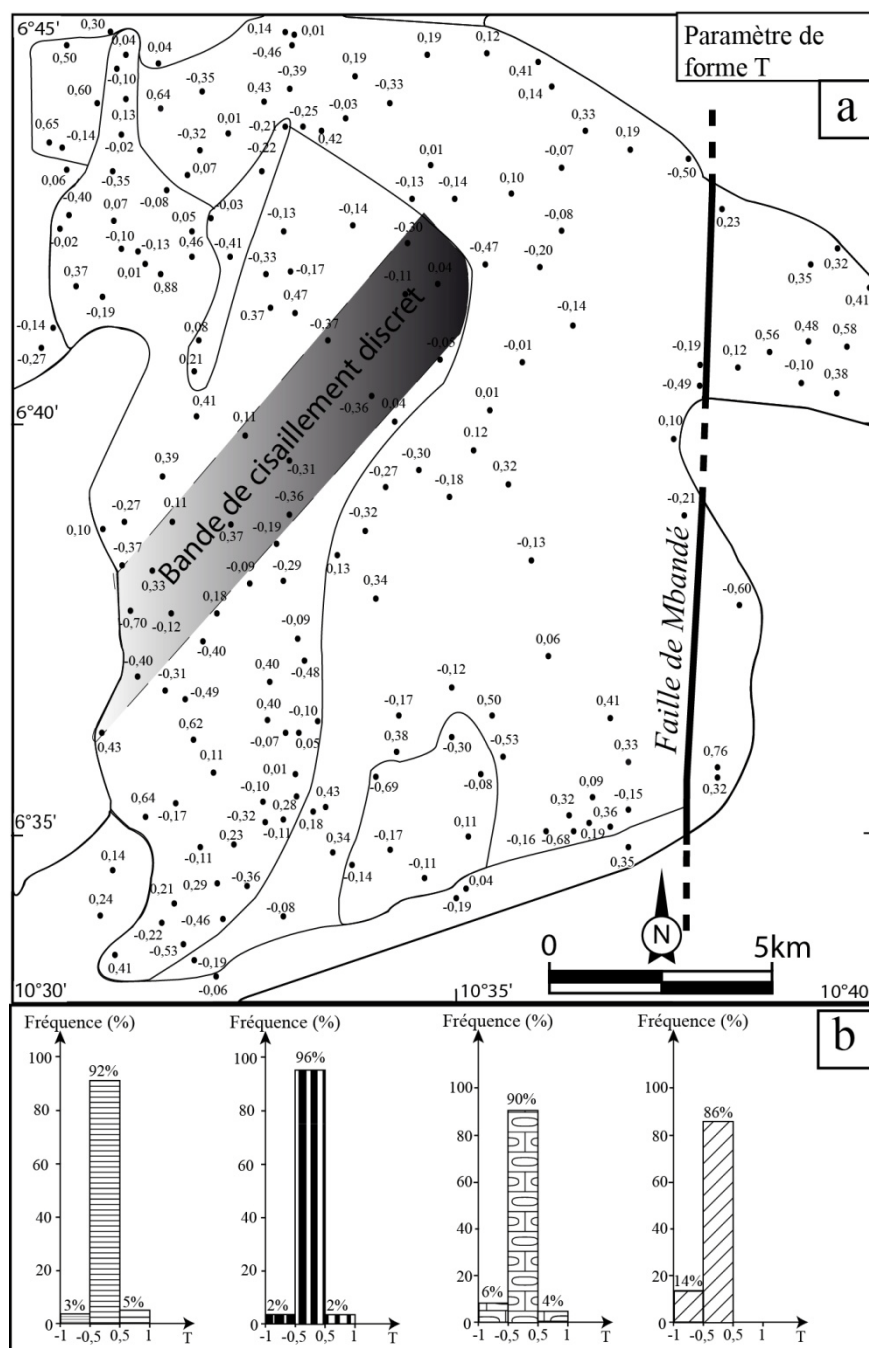


Figure 47 : (a) Carte de paramètre de forme T du pluton granitique de Misajé ; (b) Histogramme de T du pluton et par type pétrographique.

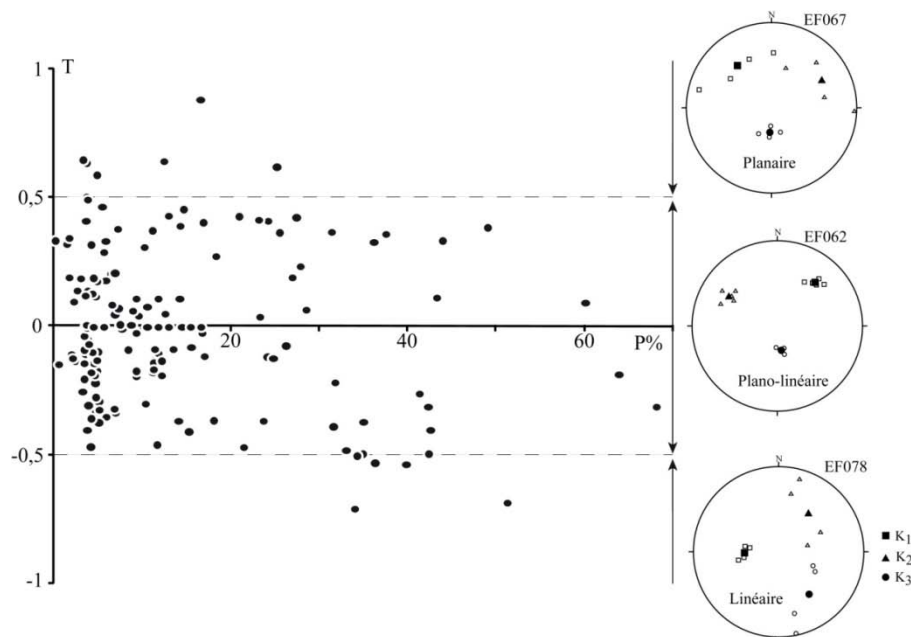


Figure 48 : Diagramme $T = f(P \%)$ des granitoïdes du pluton granitique de Misajé. Noter la forte dominance de l'ellipsoïde de forme plano-linéaire.

L'observation de ce diagramme montre que seuls quelques points d'échantillonnage (8 % de sites) sont dans les domaines pour lesquels $T > 0,5$ et $T < -0,5$; ce qui confirme la forte domination du comportement plano-linéaire dans la zone d'étude.

Il est important de noter que le comportement triaxial est plus dominant tout au long de la faille de Mbandé, dans la zone de bordure du pluton et dans la partie sud du pluton.

V 3 – Les paramètres directionnels

Les données directionnelles (foliation et linéation magnétiques) de l'ASM pour chaque site sont fournies par l'orientation des trois axes principaux de l'ellipsoïde de la susceptibilité magnétique (K_1 , K_2 et K_3) par rapport au référentiel géographique qui indique leurs déclinaisons (Azimut) et leurs inclinaisons (pendage ou plongement) (Tableau V). Par analogie avec les structures dans les roches, K_1 est appelé la linéation magnétique et K_3 le pôle de la foliation magnétique.

V 3.1 – La foliation magnétique

Dans les granites, les plans de foliation magnétiques sont généralement parallèles à la foliation observée et mesurée sur le terrain et au microscope.

La foliation magnétique (Fig. 49a) présente des directions assez variables (NE-SW, E-W, N-S, NW-SE, NNW-SSE etc...) dispersées sur l'ensemble du pluton et son encaissant métamorphique.

Le stéréogramme d'ensemble du pluton granitique de Misajé (Fig. 49a) présente des pôles de foliation magnétiques clairsemés qui permettent tout de même de ressortir un pôle moyen de pendage faible à 55/82 ; avec des courbes de densité qui ont tendance à s'étirer vers le NW-SE. Dans le granite à biotite, la foliation magnétique s'organise préférentiellement dans la direction NNE – SSW (Fig. 49a) et présente un pôle moyen à 273/83 (N03°E 07W) avec des pendages faibles vers E ou vers W. Cependant il est important de relever que dans le granite à biotite, les directions E-W ou NE-SW sont aussi observées. La foliation magnétique observée dans le granite à biotite et amphibole présente un pôle moyen à pendage moyen à 95/32 avec des pôles de foliation magnétique fortement organisés autour de la direction NNW – SSE. On note tout de même qu'au niveau de la faille de Mbandé (Fig. 49a), la foliation magnétique est fortement orientée N-S (parallèlement à la direction de la faille). Le pôle de foliation magnétique dans le granite leucocrate est fortement regroupé dans la direction NW – SE avec un pôle moyen à 110/49 (N20°E 41NW) (Fig. 49a). Dans la granodiorite, les pôles de foliation magnétique sont clairsemés et présentent une moyenne à 42/56 (N132°E 34SW).

Le stéréogramme des migmatites à biotite et amphibole et amphibolites présentent des pôles dispersés avec un pôle moyen à 263/86. Par contre dans les orthogneiss à biotite et amphibole, le regroupement des pôles est plus perceptible dans la direction WNW-ESE avec un pôle moyen à 290/4 (N20°E 86SE). Le pendage est faible dans les migmatites à biotite et amphibole (moyenne à 4) et fort dans les orthogneiss à biotite et amphibole avec une moyenne à 86.

Les histogrammes des pendages de la foliation magnétique présentent des pendages moyens à forts : (32 % sont comprises entre 0 et 30°, 43 % entre 30 et 60° et 25 % comprises entre 60° et 90°) (Fig. 49b) pour l'ensemble du pluton. Une large variation est observée dans les différents types pétrographiques. C'est ainsi que dans le granite à biotite (Fig. 49b), l'histogramme présente un pendage dans l'ensemble moyen à fort soit 27 % compris entre 0 et 30°, 35 % entre 30 et 60° et 38 % entre 60 et 90°. C'est un pendage faible à moyen qui est observé sur l'histogramme de granite à biotite et amphibole (Fig. 49b) avec 42 % compris entre 0° et 30°, 47 % entre 30° et 60° et 11 % entre 60° et 90°.

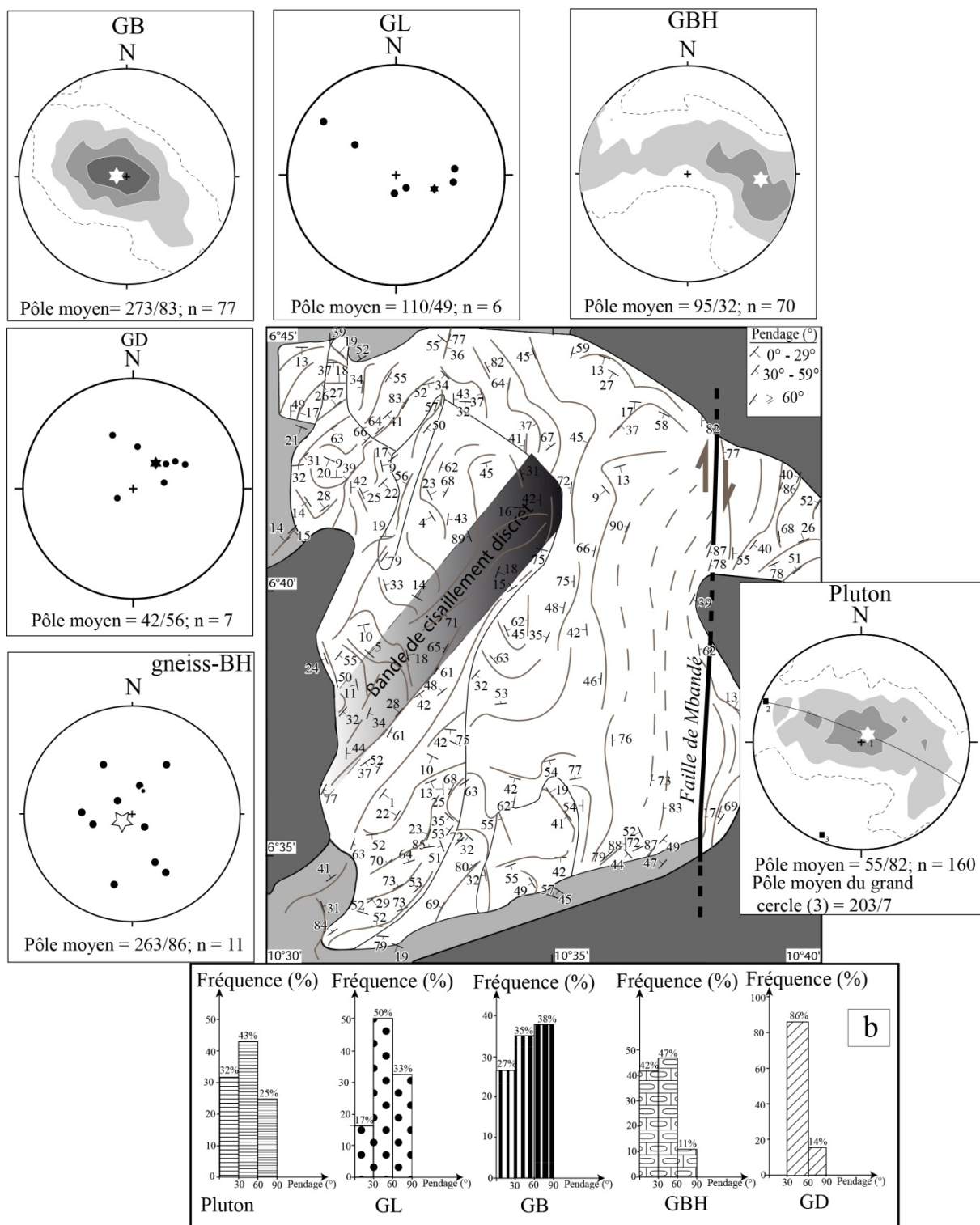


Figure 49 : (a) Foliation magnétique et stéréogrammes de pôles de foliation magnétique. (b) Histogrammes des pendages de la foliation magnétique du massif, par type pétrographique.

Dans le granite leucocrate, l'histogramme présente une domination du pendage moyen à fort avec 87 % compris entre 30° et 90°. Par contre dans la granodiorite, le pendage est moyen avec 86 % compris entre 30° et 60°.

Des plans de foliation à pendages moyens sont aussi présents dans les migmatites à biotite et amphibole et les amphibolites où 64 % des pendages sont compris entre 30° et 60°. Dans les orthogneiss à biotite et amphibole, les histogrammes de pendage de foliations magnétiques présentent dans l'ensemble des pendages moyens à forts. 24 % ont des pendages compris entre 0° et 30°, 38 % entre 30° et 60° et 38 % supérieurs à 60°.

Dans l'ensemble, les pendages de la foliation magnétique du pluton de Misajé sont moyens à forts, sauf dans le granite à biotite et amphibole où ils sont faibles à moyens.

V 3.2 – La linéation magnétique

La linéation magnétique K_1 dans le pluton granitique de Misajé (Fig. 50a) présente des directions assez variables (N-S, NE-SW, NW-SE). Par ailleurs, au NW et au SW de la zone d'étude, les directions E-W avec des plongements faibles sont aussi observées. A l'Est du massif (plus précisément sur la bordure de la faille), la linéation magnétique a tendance à plonger vers le Nord ou vers le Sud.

Le stéréogramme de la linéation magnétique (Fig. 50a), présente pour le pluton granitique de Misajé des courbes de densité de formes sigmoïdales fortement regroupées dans la direction NNE-SSW avec une moyenne à 210/8 (N30°E 08SW). Il est important de noter que la forme sigmoïdale des courbes de densité et le faible plongement sont aussi observés dans les différents types pétrographiques. La figure 50a montre pour le granite à biotite, un regroupement des courbes de densité dans la direction NE-SW avec une ligne moyenne à 36/3 (N36°E 03NE). La direction d'ensemble de la linéation magnétique dans le granite à biotite et amphibole, le granite leucocrate et la granodiorite est pratiquement parallèle à celle du pluton avec une moyenne respectivement à 198/19 (N°18E 19SSW), 202/28 (N22°E 28SW) et 208/40 (N28°E 40SW).

Dans les migmatites à biotite et amphibole et les amphibolites, la linéation magnétique présente des courbes de densité organisées dans la direction NE-SW avec une ligne moyenne à 47/3 (N47°E 03NE). Par contre, dans les orthogneiss à biotite et amphibole, les pôles de linéation magnétique sont regroupés dans l'axe N-S et présentent une moyenne à 9/12 (N09°E 12SSW). Tout comme dans le massif tout entier ou dans les différents types pétrographiques lorsqu'ils sont pris individuellement, la linéation magnétique dans les migmatites à biotite et amphibole et les amphibolites ainsi que les orthogneiss à biotite et amphibole présente un plongement faible.

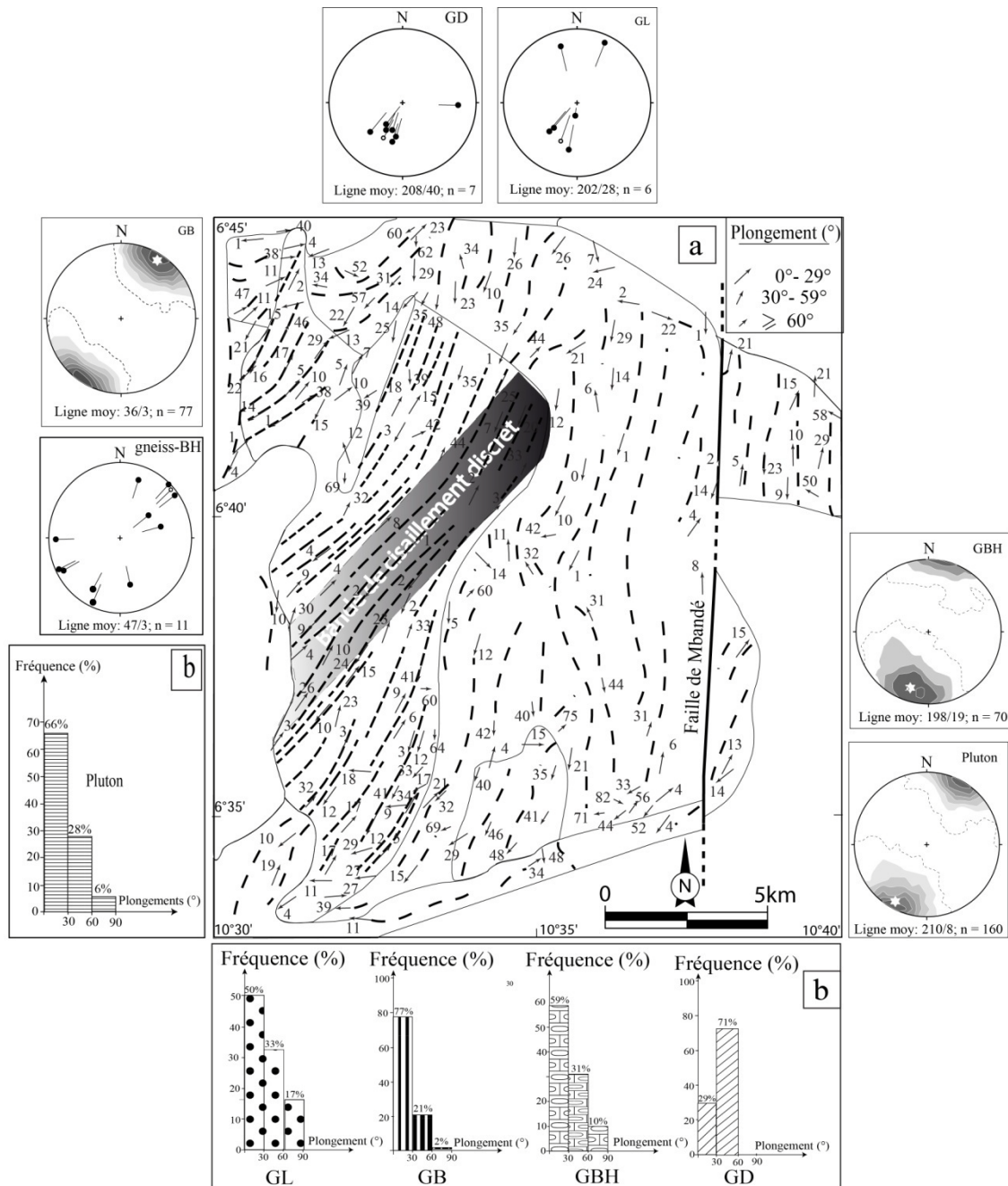


Figure 50 : (a) Linéation magnétique et stéréogrammes de plongement de linéation magnétique. (b) Histogrammes des plongements de la linéation magnétique du massif, par type pétrographique. Noter le chemin de la linéation magnétique dans les granites à biotite.

Pour l'ensemble du pluton (Fig. 50b), les histogrammes de plongements de linéation magnétiques présentent 66 % de sites pour lesquels le plongement est inférieur à 30°, 28 % ont un plongement compris entre 30° et 60° et 6 % ont un plongement supérieur à 60°. Pris individuellement, ce faible plongement est aussi observé dans les différents types pétrographiques. Dans le granite à biotite et amphibole (Fig. 50b), 59 % de sites présentent des plongements de la linéation magnétique compris entre 0° et 30°, 31 % de sites compris

entre 30° - 60° et 10 % de sites > 60°. La granodiorite présente des plongements généralement faibles à moyens avec 29 % compris entre 0° et 30 ; 71 % de sites compris entre 30° et 60°. Par contre dans le granite leucocrate, il s'agit d'un histogramme en escalier avec 50 % de sites présentant des valeurs de plongements de linéation magnétique inférieures à 30°, 33 % de sites compris entre 30° et 60° et 17 % de sites supérieurs à 60°.

Les histogrammes de plongement de la linéation magnétique présentent des valeurs de plongement faibles (72 % et 85 %) respectivement dans les migmatites à biotite et amphibole, les amphibolites et dans les orthogneiss à biotite et amphibole.

Dans les différentes roches du pluton de Misajé, il ressort des diagrammes de fréquence que les plongements des linéations sont dans l'ensemble faibles (< 30°) sauf dans la granodiorite où ils sont moyens (30 – 60°).

Conclusion

Le pluton granitique de Misajé, de forme allongée NNE-SSW présente une structure interne qui permet de constater que le signal magnétique est à dominance paramagnétique (54 % contre 46 % ferromagnétique) avec des taux d'anisotropie qui dépassent rarement 15 %. Les valeurs de magnitude de la susceptibilité magnétique et d'anisotropie de susceptibilité les plus élevées sont concentrées tout au long de la faille de Mbandé. Toutefois, des roches non intensément déformées présentent parfois des valeurs très élevées de la susceptibilité, ce qui permet de dire que l'anisotropie de susceptibilité, dans le cas du pluton de Misajé, n'est pas le seul fait de la déformation et serait aussi liée au minéral porteur de la susceptibilité. L'analyse des courbes d'hystérésis montre sur la base des observations de Tauxe (1998) que le minéral porteur de la susceptibilité magnétique est de la magnétite (pseudo-simple-domaine (PSD) et multi-domaine (MD)) avec une légère contribution de l'hématite. Cette magnétite, dominée dans le pluton par les grains grossiers (63 %), parfois automorphes à subautomorphes, se trouve en inclusion dans d'autres minéraux ou en équilibre dans les phénocristaux de quartz. Certains cristaux proviennent aussi de la transformation des minéraux préexistants. La fabrique magnétique présente (1) une foliation magnétique à pendages moyens à forts dont les pôles s'organisent autour de la direction cinématique orientée NNE-SSW, sauf dans le granite à biotite et amphibole où les pendages sont faibles à moyens ; (2) une linéation magnétique à plongement dans l'ensemble faible (que ce soit dans l'ensemble du massif ou dans les différents types pétrographiques), sauf dans le cas de la granodiorite où ils sont moyens.

CHAPITRE VI – DISCUSSION ET INTERPRETATION DES RESULTATS

Dans ce chapitre, il est question d'élaborer un essai d'interprétation des résultats (observations macroscopique, microscopique et fabrique magnétique) obtenus. Ces résultats sont associés aux données géochronologiques de Tetsopgang *et al.* (1999 ; 2008) pour esquisser l'évolution structurale et l'histoire géologique de la région de Misajé. En fin, l'histoire géologique de cette région, intégrée dans le contexte géodynamique général sera comparée à celle obtenue dans les autres segments de la Chaîne Pan-Africaine d'Afrique Centrale au Cameroun pour contribuer à la compréhension du fonctionnement de cette partie de la Chaîne.

VI 1 – Synthèse des résultats

Les résultats des analyses pétrographiques montrent que les formations plutoniques de Misajé sont faites de granite à biotite et amphibole, granite à biotite, granite leucocrate et granodiorite. Ces granitoïdes sont mis en place dans un encaissant métamorphique amphibolo-gneissique.

L'analyse structurale permet d'envisager pour le pluton de Misajé, une évolution tectonique en trois phases de déformations distinctes. Une première phase de déformation observée dans les migmatites à biotite et amphibole et les amphibolites. Cette phase, antérieure à la mise en place du pluton a été en partie oblitérée par la deuxième phase de déformation (laquelle deuxième phase est observée dans les migmatites à biotite et amphibole, les amphibolites, le granite à biotite et amphibole et le granite à biotite). Cette deuxième phase de déformation, aurait contribué à la mise en place du granite à biotite dans un couloir ouvert dans le granite à biotite et amphibole alors que ce dernier n'était pas complètement cristallisé. Une phase d'orthogneissification qui affecte l'Est du massif dans une phase ultime en cisaillement dextre.

L'étude microstructurale montre que les roches du pluton de Misajé sont déformées pendant et après leur mise en place. Ceci est soutenu par la présence dans la zone de quatre types de microstructures (magmatique, submagmatique, état solide et état mylonitique). Le passage de l'état magmatique à l'état submagmatique, de l'état submagmatique à l'état solide ou le passage de l'état solide à l'état mylonitique présente des relations entre eux. Ce sont, les microfractures observées dans le plagioclase, la recristallisation du quartz, la déformation plastique du feldspath, les limites curvilignes observées entre le quartz et le feldspath. La déformation plastique du feldspath et les limites curvilignes entre le quartz et le feldspath, montrent d'après Gowert et Simpson (1992) un continuum cinématique de l'état magmatique

à l'état solide. Le fléchissement des feldspaths observé dans les granites de Misajé est une preuve de la mise en place de ces granites à haute température. D'après Mainprize *et al.* (1986), Paterson *et al.* (1989), McCaffrey *et al.* (1999), la température de déformation et de solidification des feldspaths alcalins et l'apparition des sous grains de quartz se situe au-dessus de 500°C. La déformation dans le pluton de Misajé prendrait donc naissance dans les conditions proches du solidus à haute température (supérieure à 500°C).

Les observations macroscopiques et microscopiques indiquent (i) la présence des mégacrists de feldspaths déformés et orientés préférentiellement, (ii) la présence des minéraux aplatis en bordure du pluton, (iii) la présence des microstructures de déformation de l'état submagmatiques à l'état solide. Les données radiométriques indiquent un âge de 569 ± 12 Ma pour le granite à biotite et amphibole, 560 ± 9 Ma pour le granite à biotite et 532 ± 35 Ma pour les orthogneiss à biotite et amphibole. L'ensemble des données pétrographiques, géochimiques et géochronologiques suggère pour le pluton de Misajé les caractéristiques d'un granite syn- à tardi tectonique.

Sur le plan magnétique, les granitoïdes du pluton de Misajé sont à paramagnétisme dominant avec 54 % des valeurs de Km comprises entre 0 et 500 μ SI. Les valeurs de susceptibilité moyenne de Km sont parfois très basses et atteignent 1×10^{-6} SI dans le granite leucocrate. La présence simultanée du comportement paramagnétique et ferromagnétique dans un même site est le témoin de la non uniformité de la répartition des porteurs de la susceptibilité dans la roche (sur un affleurement et même dans la zone d'étude). La figure 51 illustre bien la répartition du comportement de la susceptibilité magnétique dans le pluton de Misajé. Cette figure, superposable à la figure 44, confirme la cohabitation entre le comportement paramagnétique et ferromagnétique dans le pluton de Misajé. Dans le pluton de Misajé, 75 % de stations présentent des valeurs de $P < 15$ % (Fig. 52). D'après Rochette *et al.* (1992) et Bouchez (1997, 2000), les valeurs de $P < 15$ % correspondraient, à la domination du comportement paramagnétique. Par ailleurs, la figure 52 présente deux bandes de valeurs de P élevées (comprises entre 30 et 60 %). La première bande, orientée N-S occupe la bordure Est du pluton alors que la deuxième bande, orientée NE-SW est localisée dans le granite à biotite (à l'Ouest du pluton). A ces valeurs élevées de P, deux hypothèses peuvent être proposées. Les valeurs élevées de P observées dans la bande N-S seraient liées à la présence de la faille N-S de Mbandé. Par contre les valeurs de P élevées dans la bande NE-SW seraient liées à un couloir de cisaillement discret dans le granite à biotite. Ce couloir de cisaillement discret serait parallèle à celui décrit par Ganno *et al.* (2010) dans la zone de Kimbi (située à quelques

kilomètres de la zone d'étude). D'après ces auteurs, le couloir de cisaillement NE-SW situé dans la localité de Kimbi aurait fonctionné en mouvement dextre pendant la phase D₃ de déformation suivant une direction N45°E. Ces valeurs de P élevées sont étroitement liées aux types de microstructures décrits dans la zone d'étude. Elles correspondraient (ces valeurs de P élevées) à la déformation mylonitique (Fig. 37). La relation entre Km et P % permet d'envisager que l'anisotropie de la susceptibilité des roches du pluton de Misajé n'est pas seulement due à la déformation, mais serait aussi influencée par la répartition de la magnétite dans les roches. Cette répartition de la magnétite est dominée par des grains PSD ou MD avec parfois la présence non négligeable de l'hématite. Ainsi, la magnétite est le minéral porteur de la magnétisation dans le pluton granitique de Misajé.

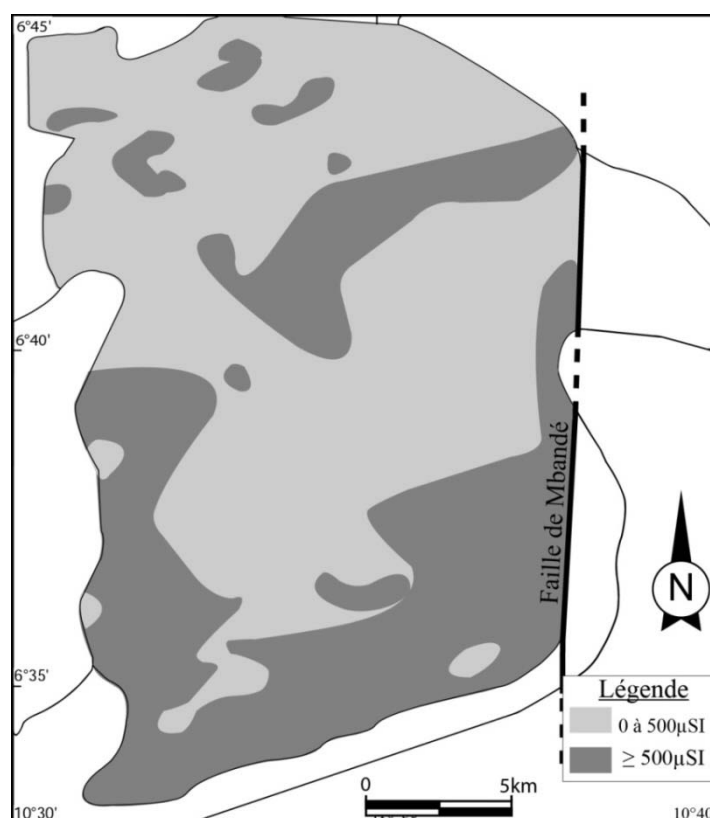


Figure 51 : Carte de répartition de la susceptibilité magnétique dans le pluton de Misajé.

Pour étudier le mécanisme de mise en place des plutons granitiques, il est important de faire la différence entre la fabrique magnétique par écoulement (syn-magmatique) et la fabrique magnétique par déformation (post-magmatique) (Henry, 1988 ; Venera *et al.*, 2000). Généralement, la fabrique magnétique par écoulement présente un taux d'anisotropie total (P) inférieur à 1,2 (Hrouda, 1982), et dans le cas contraire il s'agit de la fabrique magnétique par déformation. Dans le cas du pluton granitique de Misajé, l'anisotropie totale varie de 1,01 à

1,62 avec 80 % de mesures inférieures à 1,2 ; ce qui correspond à la fabrique magnétique par écoulement. Ceci est conforme aux microtextures magmatiques observées (cristaux jointifs, orientation préférentielle des mégacristaux de feldspaths).

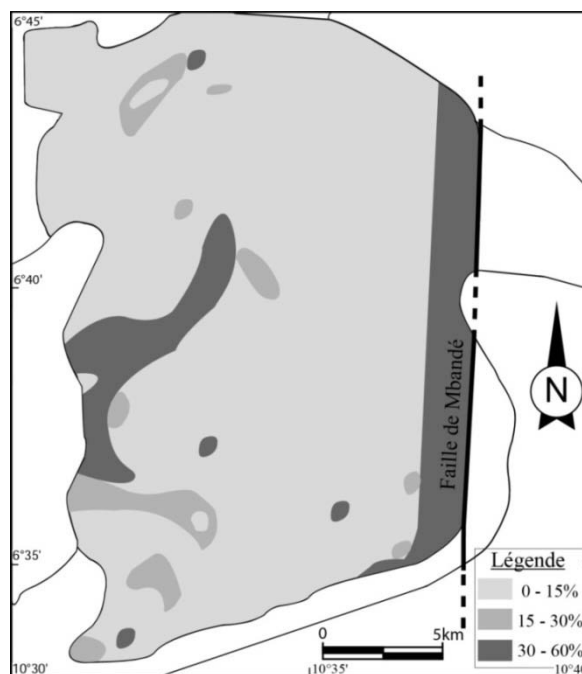


Figure 52 : Carte de répartition de l'anisotropie totale (P %) dans le pluton de Misajé.

Toutefois, on note une légère participation (20 %) de la fabrique magnétique par déformation (déformation à l'état solide et mylonitique). Cette fabrique magnétique par déformation, caractérisée par des valeurs de $P > 1,2$ est généralement localisée (i) soit dans les zones de bordures du massif et serait liée à « l'écrasement » des minéraux de bordure lors de la mise en place du pluton, ou à la faille N-S de Mbandé ; (ii) soit dans la zone de cisaillement discret NE-SW localisée dans le granite à biotite et serait liée au fonctionnement de cette zone. Toutes ces observations sont corrélables à la carte de distribution des microstructures de la figure 37. La fabrique liée à la mise en place du pluton de Misajé est donc moins influencée par la déformation à l'état solide et mylonitique. Il ressort de l'analyse du paramètre T de Jelinek que le pluton granitique de Misajé est fortement dominé par la déformation de type plano-linéaire. Ceci est également confirmé sur la figure 53 où il est facile de percevoir la forte dominance de la déformation de type plano-linéaire. En effet, cette figure montre dans l'ensemble que la déformation mylonitique n'a presque pas influencé le principal mécanisme de déformation du pluton de Misajé. Ce qui confirme la forte dominance de la fabrique magnétique par écoulement.

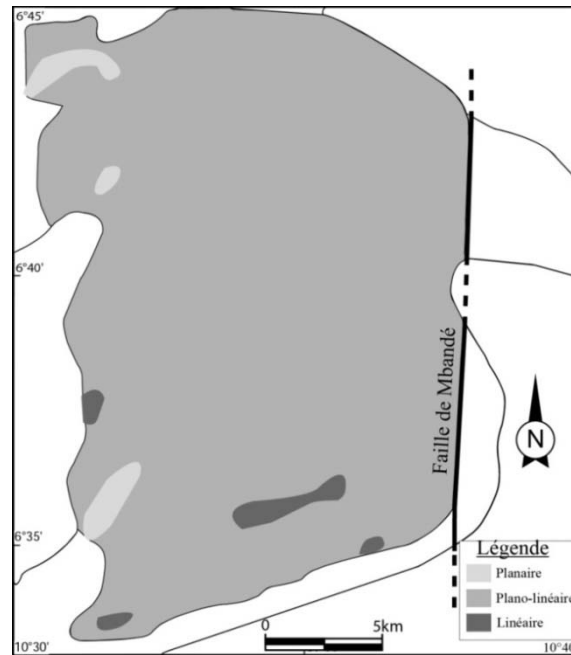


Figure 53 : Carte de la répartition des paramètres de forme T du pluton de Misajé

Dans le diagramme de Flinn (Fig. 54), les formations du pluton sont réparties dans les deux domaines : aplatissement (I) et constriction (II). Toutefois, 80 % de points en moyenne sont regroupés autour de la ligne de partage des domaines. Le domaine (I) traduit l'aplatissement des minéraux en bordure, le domaine (II) traduit le cisaillement alors que la zone de partage traduit l'écoulement. Ces mécanismes sont probablement responsables de la forme allongée du pluton de Misajé. Compte tenu de la forme allongée de ce massif, nous pensons donc à une injection successive du magma dont les phases postérieures ont écrasé les minéraux de bordure et réorganisé la fluidalité linéaire dans les ensembles antérieurs.

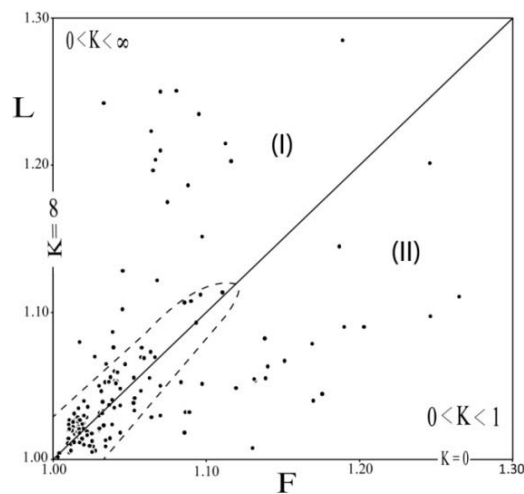


Figure 54 : Diagramme $F = f(L)$ de Flinn montrant la distribution des points dans le pluton de Misajé. (I) = domaine d'aplatissement et (II) = domaine de constriction.

La foliation et la linéation magnétiques dans les roches du pluton de Misajé ne présentent pas des directions homogènes et expressives. Ceci serait lié soit aux différentes phases de déformations ayant affecté le massif lors de sa mise en place, soit à son dynamisme de mise en place par injection successive. La linéation magnétique est faiblement à moyennement plongeante vers le NE ou vers le SW. Ce plongement faible à moyen suggère selon Naba *et al.* (2006) que le magma se serait injecté successivement à basse et à moyenne pression dans une fissure créée dans l'encaissant. Ce magma se serait alors déformé progressivement tout au long de sa cristallisation. Ce qui explique la présence dans ces roches des microstructures magmatiques à mylonitiques.

L'importance des surfaces occupées par les linéations fortement plongeantes (supérieur à 30°) pose des interrogations quant au niveau structural atteint par le magma permettant les transferts de matière vers le haut. Par rapprochement aux études de Vignerresse et Bouchez (1997), les zones à forts plongements sont interprétées comme étant des zones racines de ces plutons. Au contraire, les linéations à plongement inférieur à 30° traduisent la direction de l'extension subie par le magma granitique au cours de sa mise en place une fois que l'ascension du magma a pris fin (Naba *et al.*, 2006). Ces zones racines réparties dans le granite à biotite (SW de la carte, Fig. 50), le granite à biotite et amphibole et dans la granodiorite montrent qu'il existe plusieurs sources d'émission du magma pour les granites du pluton de Misajé. Ce qui corrobore le modèle de mise en place par injections successives proposé.

VI 2 – Relation entre les observations de terrain, les paramètres de Jelinek et les phases de déformation

Une synthèse des résultats (Tableau. VI) permet de déceler pour chaque type pétrographique de la zone d'étude, la relation entre les structures, microstructures, les paramètres de Jelinek ainsi que les caractéristiques des phases de déformation. Trois phases de déformation (D_1 , D_2 et D_3) sont définies dans le pluton de Misajé.

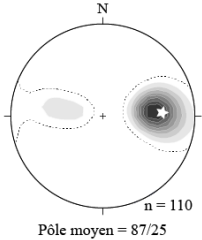
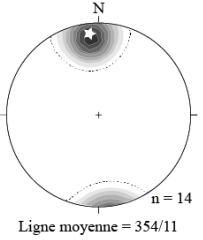
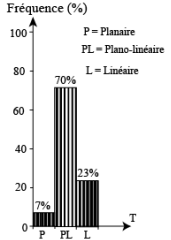
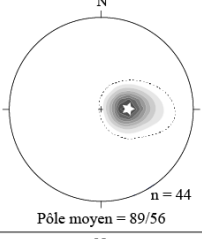
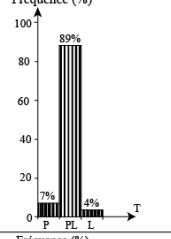
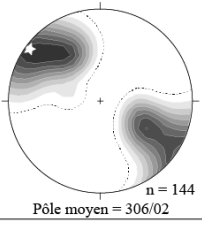
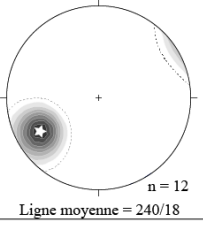
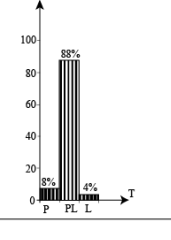
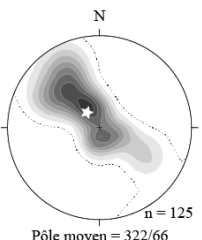
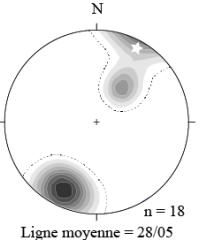
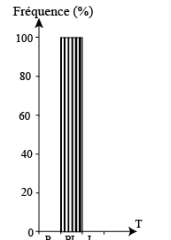
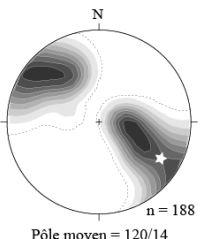
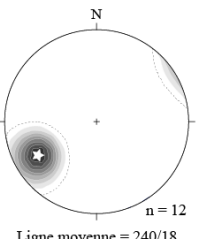
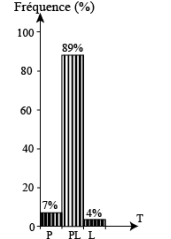
Les phases de déformations D_1 - D_2 sont observées dans les migmatites à biotite et amphibole et les amphibolites (phases D_1 et D_2) et dans le granite à biotite et amphibole et le granite à biotite (phase D_2 uniquement). Dans les migmatites à biotite et amphibole et les amphibolites, ces phases sont caractérisées par (i) une foliation S_1 de direction E-W (pour la phase D_1) et de direction NE-SW (pour la phase D_2) avec un pôle moyen de foliation à

322/66 (N52°E 24SE) ; (ii) une linéation d'étirement minéral orientée NE-SW à plongement faible avec une ligne moyenne à 28/05 (N28°E 05NE) ; (iii) une microstructure de déformation mylonitique et (iv) un comportement plano-linéaire fortement dominant (100 %) (Tableau. VI). Dans le granite à biotite et amphibole, cette phase D₂ est datée à 569 ± 12 Ma (Tetsopgang *et al.*, 2008). C'est une phase de déformation qui présente un pôle de foliation magmatique moyen à 306/02 (N36°E 88SE), une ligne moyenne à 240/18 (N60°E 18SW) à plongement faible vers le SW, un comportement plano-linéaire dominant, une microstructure de déformation de l'état submagmatique à l'état solide. Dans le granite à biotite, cette phase D₂, datée à 560 ± 9 Ma (Tetsopgang *et al.*, 2008), est caractérisée par une foliation magmatique dont le stéréogramme d'ensemble indique un pôle moyen à 89/56 (N179°E 34W), une microstructure de déformation de l'état magmatique à l'état solide et un comportement plano-linéaire dominant.

La phase de déformation D₃ quant à elle est caractérisée par une microstructure de déformation mylonitique, une foliation N-S à pendage fort, dont le pôle moyen de foliation est à 87/25 (N177°E 65W), une linéation d'étirement minéral à plongement faible vers le nord, un comportement plano-linéaire dominant. Cette phase de déformation, datée à 532 ± 35 Ma (Tetsopgang *et al.*, 2008), affecte le granite à biotite et amphibole et le transforme en orthogneiss à biotite et amphibole. Il faut noter que pendant cette même période, se met en place le granite leucocrate caractérisé par une déformation allant de l'état magmatique à l'état submagmatique.

En définitive, le pluton de Misajé est caractérisé par des déformations (D₂-D₃) datées entre 569 et 560 Ma. Ces âges suggèrent d'après Tetsopgang *et al.*, 2008 une mise en place du pluton de Misajé probablement au cours de l'évènement Pan – Africain post-collisionnel (585 - 540 Ma) de Ngako *et al.* (2008).

Tableau VI : Synthèse des données de terrain, paramètres de Jelinek, microstructures et caractéristique de la déformation du pluton de Misajé.

Types pétrographiques	Observations de terrain		Histogrammes des paramètres de Jelinek	Microstructures	Phases de Déformations et âges	Caractéristiques de la déformation
	Foliation	Lineation				
GL				Déformation magmatique à sub-magmatique	D ₃	
Ortho-gneiss-BH	 n = 110 Pôle moyen = 87/25	 n = 14 Ligne moyenne = 354/11		Déformation Mylonitique	D ₃ 532±35 Ma	<ul style="list-style-type: none"> - Foliation mylonitique N-S - Linéation d'étirement minéral L₃ - Plis P₃ - Boudins B₃ - Cisaillement C₃
GB	 n = 44 Pôle moyen = 89/56			Déformation magmatique, sub-magmatique et à l'état solide	D ₂ 560±9 Ma	<ul style="list-style-type: none"> - Foliation magmatique (S₂) N - S
GBH	 n = 144 Pôle moyen = 306/02	 n = 12 Ligne moyenne = 240/18		Déformation magmatique, sub-magmatique et à l'état solide	D ₂ 569±12 Ma	<ul style="list-style-type: none"> - Foliation magmatique (S₂) NE-SW - Fluidalité linéaire - Linéation magmatique L₂
Grano-diorite				Déformation magmatique à sub-magmatique	Pré D ₂	
Migmatite-BH et amphibolite	 n = 125 Pôle moyen = 322/66	 n = 18 Ligne moyenne = 28/05		Déformation Mnylonitique	D ₁ et D ₂	<ul style="list-style-type: none"> - Foliation rélictuelle (S₁) E-W - Foliation (S₂) NE-SW - Plis P₂ - Linéation d'étirement minéral L₂
Pluton	 n = 188 Pôle moyen = 120/14	 n = 12 Ligne moyenne = 240/18		Déformation magmatique, sub-magmatique et à l'état solide	D ₂ - D ₃ (569 - 560 Ma)	<ul style="list-style-type: none"> - Foliation magmatique (S₂) NE-SW - Linéation magmatique - Linéation minéral L₂ - Foliation magmatique (S₂) N - S

VI 3 – Evolution structurale et modèle de mise en place du pluton de Misajé

L'interprétation des cartes de fabrique magnétique d'un pluton dépend de la distribution des types de microstructures dans le pluton et de leur comparaison avec les structures

tectoniques de l'encaissant (Mamtani et Greiling, 2005 ; Tikoff *et al.*, 2005, Benn, 2010). De nombreuses études combinant ces approches (Archanjo *et al.*, 2002 ; Bouchez *et al.*, 2006 ; Viegas *et al.*, 2013) ont permis de proposer des mécanismes de mise place des plutons compatibles avec la cinématique locale et même, éventuellement, avec la géodynamique régionale.

Dans l'ensemble du pluton de Misajé (du granite leucocrate à la granodiorite), les structures magnétiques et le chemin de la foliation magnétique révèlent une prédominance des foliations magnétiques de directions N-S à NE-SW (Fig. 49a), comme l'atteste la carte du chemin de la foliation (Fig. 49a). Lorsqu'on évolue vers les bordures du pluton, les marqueurs de cette foliation ne sont pas identiques. Les bordures Ouest, Nord et Sud sont dominées par la foliation gneissique, avec des trajectoires orientées NE-SW à N-S à pendage moyens à forts, alors que le pluton lui même est dominé par les microstructures magmatiques, submagmatiques et les microstructures de déformations à l'état solide. Cette différence de microstructure est liée avant tout à la température de la déformation ayant affectée le pluton et leur encaissant immédiat.

Par ailleurs, la carte de linéation magnétique est dominée dans l'ensemble par des directions moyennes NNE-SSW à N-S (que ce soit dans l'encaissant ou dans le pluton) avec un plongement faible à moyen ; comme l'atteste la trajectoire de linéations (Fig. 50a). Pris individuellement, il ressort que : dans les migmatites à biotite et amphibole et les amphibolites, le chemin de la linéation est orienté NE-SW au Sud du massif et se redresse lorsqu'on se rapproche vers la bordure Ouest. Dans les orthogneiss à biotite et amphibole, ce chemin de la linéation est approximativement homogène (N-S). Alors que dans le granite à biotite et amphibole et la granodiorite, la linéation reste dans l'ensemble redressée dans une direction N-S. Dans le granite à biotite, la linéation magnétique est approximativement homogène (NNE-SSW). Cependant, plusieurs linéations à orientation très oblique (NW-SE à E-W) principalement localisés au SW et au NW de la carte, sont attribuées à des injections tardives de granite dans des secteurs en tension (c'est-à-dire perpendiculaires à la direction générale de l'extension de la région d'étude). Ces injections de granite dans le granite, soulignent (1) leur caractère tardif (la viscosité du pluton croît), et peut être aussi (2) un début de relâchement de la compression régionale. Toutefois, la forme sigmoïdale du chemin de la linéation magnétique dans le granite à biotite (Fig. 50a) indique une influence de la déformation ductile N-S en contexte cisailant. Tous ces résultats suggèrent que le pluton de Misajé, daté à 569-569 Ma, est syn- à tardi-tectonique.

En considérant la foliation magnétique (pendage) et la linéation magnétique (plongement), les ensembles pétrographiques pris individuellement montrent que le granite à biotite et amphibole présente dans l'ensemble une foliation magnétique à pendage faible à moyen et une linéation magnétique à plongement faible. Cependant, la même foliation dans le granite à biotite, le granite leucocrate et la granodiorite présente un pendage moyen à fort et une linéation magnétique à plongement faible (sauf dans le cas de la granodiorite où le plongement est moyen). Dans l'ensemble du pluton, la foliation magnétique présente un pendage moyen à fort et une linéation magnétique à plongement faible avec une géométrie radiaire de la linéation magnétique dans la partie nord du pluton. Ceci indique que le granite à biotite et amphibole se met en place sous forme de coupoles ou dômes alors que le granite à biotite et le granite leucocrate se mettent en place sous forme de lames. Cependant, K_1 et K_3 pour l'ensemble du pluton (stéréogramme du pluton Fig. 49 et 50) montre que : (1) l'axe K_3 forme une ceinture tout au long du grand cercle ; (2) le pôle de ce grand cercle (203/7) (Fig. 49) est proche de la ligne moyenne de K_1 (210/8) (Fig. 50). Une telle relation géométrique entre K_1 et K_3 suggère d'après Benn *et al.* (2000) une mise en place syn-à post-cinématique. Nous proposons donc pour le pluton granitique de Misajé une mise en place syn- à post-cinématique, en coupoles ou en dômes.

L'évolution structurale de la région de Misajé doit être considérée en tenant compte (i) des différentes phases de déformations décrites dans la zone d'étude, (ii) des âges obtenus par Tetsopgang *et al.* (1999 ; 2008), (iii) ainsi que ceux obtenus à l'Est du Nigéria par Ferré *et al.* (2002). L'histoire tectonique du pluton granitique de Misajé (Fig. 55) débute dans un encaissant gneissique par un métamorphisme dont la structure visible sur le terrain (foliation relictuelle) présente une direction moyenne orientée E-W avec un pendage faible à moyen vers le Nord ou vers le Sud. Au stade actuel de connaissance, cette structure semble être une structure anté 569 Ma, acquise avant la mise en place du granite à biotite et amphibole de Misajé. Ce granite s'est mis en place en contexte de cisaillement senestre, suivant une direction NE-SW. Il est daté à 569 ± 12 Ma.

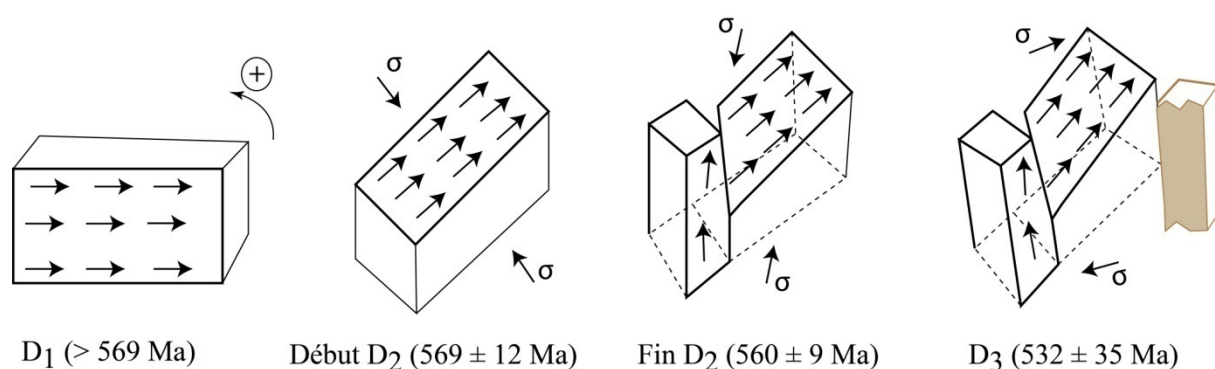


Figure 55 : Histoire tectonique du pluton de Misajé. NB : les flèches indiquent l'orientation des structures

Alors que le magma n'est pas complètement cristallisé, le liquide résiduel, qui s'appauvrit progressivement en cristaux d'amphibole est soumis à des contraintes cisailantes senestres qui induit une foliation N-S. Par ailleurs ces contraintes cisailantes créent aussi localement un couloir de cisaillement discret NE-SW dans le granite à biotite. L'âge de $560 \pm 9 \text{ Ma}$ est attribué à la mise en place du granite à biotite (Tetsopgang *et al.*, 2008) et de l'évènement ductile senestre N-S.

Dans une phase ultime, le granite à biotite et amphibole se serait déformé dans sa partie « est » pour former les orthogneiss à biotite et amphibole. Ces derniers développent des structures N-S à pendage moyen à fort vers l'Ouest ou vers l'Est dans un mouvement cisailant dextre. L'âge de $532 \pm 35 \text{ Ma}$ est attribué à la déformation mylonitique (Tetsopgang *et al.*, 2008) et au mouvement dextre N-S observé à l'Est du pluton de Misajé.

IV 4 – Implication tectonique

IV 4.1 – Le pluton de Misajé dans la CPAC au Cameroun

Le pluton de Misajé, de forme allongé NNE – SSW est daté à 569 – 560 Ma. Il est syn- à tardi- tectonique. Il faut noter que les âges obtenus dans le pluton de Misajé (569 -560 Ma) ne sont pas similaires à ceux obtenus jusqu'à présent dans la CPAC au Cameroun (640 -580 Ma).

L'évènement senestre N-S qui met en place les granites à biotite dans le pluton de Misajé est aussi décrit par Njanko *et al.* (2010) dans le complexe de Fomopéa comme l'évènement de mise en place des monzogranites à biotite. Cet évènement senestre N-S peut être relié avec la zone de cisaillement du Rocher du Loup de la côte sud ouest du Cameroun Njanko *et al.* (2010). La mise en place du granite à biotite du pluton de Misajé par

cisaillement N-S senestre et les investigations menées dans le pluton de Misajé peuvent être aussi corrélées au mouvement senestre N-S de la zone de cisaillement de Mayo Nolti et de Godé-Gormaya (Fig. 4 ; CMN et CGG respectivement). Ainsi, la mise en place et le fonctionnement du pluton granitique de Misajé seraient fortement contrôlés par ces grandes structures régionales (CMN et CGG).

VI 4.2 – Corrélation entre le pluton de Misajé et les granitoïdes de l’Est du Nigéria

Les granitoïdes de l’Est du Nigéria (au nord du secteur d’étude), datées entre 640 et 550 Ma, sont caractérisés par quatre phases de déformations (D₁, D₂, D₃ et D₄) (Ferré *et al.*, 2002). La phase de déformation D₁, de direction E-W et datée à 640 ± 20 Ma est responsable de la mise en place des formations granulitiques. La phase de déformation D₂ quant à elle, de direction N-S et datée à 615 ± 10 Ma est responsable de la mise en place des granites à hypersthène. La phase de déformation D₃, datée à 585 ± 10 Ma et caractérisée par une foliation NNE-SSW à N-S, met en place les granites à biotite et hornblende, alors que la phase de déformation D₄, de direction NNE-SSW à N-S et datée à 550 ± 5 Ma est responsable de la mise en place des mylonites (Tableau VII). Par ailleurs dans le pluton de Misajé, trois phases de déformations sont identifiées. La phase de déformation D1, de direction E-W est responsable de la mise en place des migmatites à biotite et amphibole. La phase de déformation D2 de direction NE-SW à N-S et datée entre 569-560 Ma est responsable de la mise en place du granite à biotite et amphibole et du granite à biotite. La phase de déformation D3 de direction N-S et datée à 532 ± 35 Ma est responsable de la mise en place des orthogneiss à biotite et amphibole.

Tableau VII : Comparaison entre les granitoïdes du pluton de Misajé et ceux de l’Est du Nigéria

Phases de déformations	Granitoïdes du l’Est du Nigéria			Pluton de Misajé		
	Caractéristiques	Âges	Méthodes	Caractéristiques	Âges	Méthodes
D1	E-W	640 ± 20 Ma	U-Pb/zircon	E-W		Th-U-Pb sur zircon
D2	N-S	615 ± 10 Ma	U-Pb/zircon	NE-SW à N-S	569 ± 12 Ma 560 ± 9 Ma	Th-U-Pb sur zircon
D3	N-S	585 ± 10 Ma	U-Pb/zircon	N-S	532 ± 35 Ma	Allanite
D4	NNE-SSW	550 ± 5 Ma	Ar-Ar, Rb-Sr			

Pris dans l'ensemble, les phases de déformations décrites dans le pluton de Misajé sont similaires à celles décrites dans la zone Est du Nigéria (Férré *et al.*, 2002). Il est donc clair que l'histoire structurale de notre secteur d'étude soit comparable à celle des formations granitiques à l'Est du Nigéria ; du moins sur le plan structural.

VI 4.3 – Lien entre le pluton de Misajé, les granitoïdes du Nord du Soudan et ceux du NE du Brésil.

Les formations précambriennes situées au Nord du Soudan (dans la partie NE du métacraton Est saharien), sont caractérisées par trois événements tectoniques datées entre 700 et 550 Ma (Abdelsalam *et al.*, 2003). Le premier événement, précoce est responsable de la mise en place des nappes ophiolitiques vers le sud et des sédiments de la marge passive vers le SE. Le deuxième événement tectonique (650 – 550 Ma), est responsable du développement des plis à tendance N-S induisant un raccourcissement E-W entre 650 et 590 Ma. Cet événement est aussi caractérisé par (1) la collision entre le métacraton Est saharien et le bouclier Arabo-Nubien entre 650 – 590 Ma, (2) la mise en place des granitoïdes de type A autour de 577 ± 7 Ma (Abdelsalam *et al.*, 1998), et (3) le développement d'un couloir de cisaillement décrochant senestre, de direction N-S à NNW-SSE entre 590 – 550 Ma. Le troisième événement tectonique, post 550 Ma, est un événement compressif, caractérisé par le développement des failles orientées N-S.

Les résultats de la présente étude peuvent donc être corrélés au deuxième et troisième événement tectonique décrit au Nord du Soudan. La mise en place de la fabrique transitionnelle (de l'état magmatique à l'état solide) associée aux directions régionales NNE à N-S définies par des couloirs de cisaillements senestres peut être liée aux chaînes plissées, d'orientation moyenne N-S, développées entre 590 – 550 Ma (Abdelsalam *et al.*, 2003).

Le domaine de Serido–Jaguaribe, situé au NE du Brésil et rattaché au domaine Nord-Ouest Cameroun et au Nord-Est du Nigéria par Archanjo *et al.*, 2008 ; 2013 (Fig. 3), est caractérisé sur la base de géochimie, géochronologie, structurale, et magnétique, par deux générations de plutons (Archanjo *et al.*, 2008, 2013). La première génération est mise en place autour de 590 Ma, soit avant l'événement transpressif dextre et la seconde génération, plus jeune, mise en place autour de 575 - 565 Ma, est contemporaine à l'événement transpressif. Le pluton de Misajé (569 – 560 Ma) peut donc être corrélé à la seconde génération de plutons du domaine Seridó–Jaguaribe au NE du Brésil, qui est le prolongement SW de la CPAC.

A l'échelle régionale, la phase transpressive dextre du Néoprotérozoïque est bien documentée dans la chaîne Serido (Archanjo et Bouchez, 1991 ; Archanjo *et al.*, 2008, 2013) et dans la chaîne Ribeira (Dehler *et al.*, 2007 ; Karniol *et al.*, 2008) au NE du Brésil. Cette phase transpressive est considérée comme la phase tectonique principale résultant de la collision continentale.

Dans l'ensemble, la tectonique transpressive semble être le mécanisme de déformation dans la majeure partie des zones de cisaillement de la Chaîne Pan-Africaine d'Afrique Centrale et au NE du Brésil.

Les observations faites à l'échelle régionale, à l'échelle macroscopique et à l'échelle microscopique montrent que le pluton granitique de Misajé est parcouru par des structures (fractures, foliations, linéations) orientées grossièrement dans une direction NE-SW à NNE-SSW. Ce qui montre que l'orientation générale du pluton de Misajé est plus ou moins parallèle à l'orientation générale des grandes structures telles que le cisaillement de Godé-Gormaya (CGG) et le cisaillement de Mayo Nolti (CMN) (figure 4) dans l'ensemble orientées N-S. Le pluton de Misajé présente des caractéristiques géochimiques, géochronologiques, structurales et magnétiques similaires à celles décrites par Ferré *et al.* (2002) à l'Est du Nigéria et Archanjo *et al.* (2008, 2013) au NE du Brésil.

CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES

L'objectif de ce travail était de contraindre le contexte géodynamique de mise en place du pluton de Misajé au sein de son encaissant gneissique et de l'intégrer dans la reconstitution de l'évolution de la Chaîne Panafricaine d'Afrique Centrale au Cameroun, voire de la Chaîne Panafricano-brésilienne. Dans cette optique, des investigations pétrographique, structurale microstructurale et magnétique ont été menées.

Il ressort de ce travail que :

Le pluton de Misajé, situé dans le domaine Ouest de la Chaîne Panafricaine d'Afrique Centrale au Cameroun est constitué des formations plutoniques faites de granite à biotite et amphibole, granite à biotite, granodiorite et granite leucocrate toutes intrudées dans un encaissant amphibolo-gneissique. Ces formations plutoniques sont mises en place par injections successives.

Trois phases continues de déformation sont identifiées dans ladite région. La phase D₁, d'orientation E-W est identifiée dans l'encaissant métamorphique. La phase D₂, d'orientation NE-SW à N-S et datée entre 569 ± 12 Ma et 560 ± 9 Ma, est identifiée dans le granite à biotite et amphibole et le granite à biotite. La phase D₃, identifiée dans les orthogneiss à biotite et amphibole et orientée N-S est datée à 532 ± 35 Ma.

Les données magnétiques révèlent une coexistence des caractères para et ferromagnétiques, le caractère paramagnétique étant dominant. Le caractère ferromagnétique indique que la magnétite est le minéral porteur de la susceptibilité. Les structures magnétiques ont permis de déceler dans le granite à biotite un couloir de cisaillement discret orienté NE-SW. Ce couloir de cisaillement est-il lié au fonctionnement du Cisaillement Centre Camerounais ? Des études supplémentaires sont requises pour mieux appréhender cette question.

Les structures et microstructures décrites (orientation préférentielle des mégacristsaux de feldspath, la présence des minéraux écrasés en bordure du massif, des microstructures submagmatiques et microstructures solides, ainsi que les structures magnétiques : paramètres P et T, foliation et linéation, relation géométrique existante entre K₁ et K₃) et d'un couloir de cisaillement discret dans le granite à biotite, permettent de proposer pour le pluton de Misajé une mise en place syn-cinématique en coupes ou dômes. Ce pluton est allongé parallèlement aux grandes structures régionales NNE-SSW comme les cisaillements de Mayo Nolti et de Godé Gormaya décrites dans la région de Poli (Fig. 4).

L'histoire géologique de la région de Misajé envisage une mise en place post-collisionnelle du pluton autour de 569-560 Ma. Les données structurales de terrain, les observations pétrographiques et les données géochronologiques disponibles, suggèrent pour le

pluton de Misajé une tectonique transpressive au Néoprotérozoïque, comparable à celle située à l'Est du Nigéria et au NE du Brésil.

Les résultats obtenus dans ce travail constituent par ailleurs une banque de données indispensable à l'exploration minière. Ces résultats, bien que restés à l'échelle du pluton de Misajé, orienteront nos futures investigations. Toutefois, (1) il reste à éclaircir le lien (la transition) entre la Chaîne Panafricaine d'Afrique Centrale et la Chaîne Panafricaine Trans-Saharienne. (2) la relation existante entre le couloir de cisaillement NE-SW démelé dans le granite à biotite et le fonctionnement du Cisaillement Centre Camerounais. Quant à la corrélation avec le NE du Nigéria et la province de Borborema, l'approche développée dans cette thèse pourrait être poursuivie par l'étude des autres plutons granitiques de la CPAC, en particulier ceux localisés dans les zones de cisaillement tels que le Cisaillement de Godé-Gormaya et le cisaillement de Mayo Nolti. Ceci permettra de mieux cerner le problème d'âge lié à l'évolution des cisaillements N-S dans la CPAC.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

A

- Abdelsalam, M.G., Stern, R.J., Copeland, P., Elfaki, E.M., Elhur, B., Ibrahim, F.M. (1998).** The Neoproterozoic Kerf Suture in NE Sudan: sinistral transpression along the eastern margin of West Gondwana. *Journal of Geology* 106, 133 – 148.
- Abdelsalam, M.G., Liegeois, J.P., Stern, R.J. (2002).** The Sahara metacraton. *Journal of African Earth Sciences* 34, 119 - 136.
- Abdelsalam, M.G., Abdel-Rahman, E.M., El-Faki, E.M., Al-Hur, B., El-Bashier, F.M., Stern, R.J., Thurmond, A.K. (2003).** Neoproterozoic deformation in the northeastern part of the Saharan Metacraton, northern Sudan. *Precambrian Research* 123, 203 – 221.
- Affaton, P., Rahaman, M.A., Trompette, R., Sougy, J. (1991).** The Dahomeyide Orogen: tectonothermal evolution and relationships with the Volta Basin. In: Dallmeyer, R.D., Lécroché, J.P. (Eds.): the West African Orogens and Circum-Atlantic Correlatives. *Springer-verlag, Berlin, Heidelberg*, 107 - 122.
- Archanjo, C.J., Bouchez, J.L. (1991).** Le Serido, une chaîne transpressive dextre au protérozoïque Supérieur du Nord-Est du Brésil. *Bulletin de la Société Géologique de France* 162, 937 – 647.
- Archanjo, C.J., Trindade, R.I.F., Bouchez, J.L., Ernesto, M. (2002).** Granite fabrics and regional-scale strain partitioning in the Seridó belt (Borborema Province, NE Brazil). *Tectonics* 21 (1). <http://dx.doi.org/10.1029/2000TC001269>.
- Archanjo, C.J., Hollanda, M.H.B.M., Rodrigues, S.W.O., Brito Neves, B.B., Armstrong, R. (2008).** Fabrics of pre- and syntectonic granite plutons and chronology of shear zones in the Eastern Borborema Province, NE Brazil. *Journal of Structural Geology* 30, 310 - 326.
- Archanjo, C.J., Viegas, L.G.F., Hollanda, M.H.B.M., Souza, L.C., Liu, D. (2013).** Timing of the HT/LP transpression in the Neoproterozoic Seridó Belt (Borborema Province, Brazil): constraints from UPb (SHRIMP) geochronology and implications for the connections between NE Brazil and West Africa. *Gondwana Research* 23, 701 - 714.
- Arzi, A. (1978).** Critical phenomena in the rheology of partially melted rock. *Tectonophysics* 44, 173 - 184.

B

- Bailo, T., Schandelmeyer, H., Franz, G., Sun Chih-Hsien, Stern, R.J. (2003).** Plutonic and metamorphic rocks from the Neoproterozoic tectonic evolution on the NE margin of W. Gondwana. *Precambrian Research* 123, 67 – 80.
- Balsey, J.R., Buddington, A.F. (1960).** Magnetic susceptibility anisotropy and fabric of some Adirondack granites and orthogneisses. *American Journal of Sciences* 258, 6 - 20.

- Bella Nké, B.E., Njanko, T., Kwékam, M., Njonfang, E., Naba, S., Tcheumenak Kouémo, J., Gountié, M., Rochette, P., Nédélec, A. (2014).** Structural study of the Foréké-Dschang trachytic dome (Mount Bambouto, West Cameroon): An anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) approach. *Journal of African Earth Sciences* 95, 63 – 76.
- Benn, K. (2010).** Anisotropy of magnetic susceptibility fabrics in syntectonic plutons as tectonic strain markers : the example of the Canso pluton, Meguma Terrane, Nova Scotia. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh* 100, 147-158.
- Benn, K., Odonne, F., Lee, S.K.Y., Darcovich, K. (2000).** Analogue scale models of pluton emplacement during transpression in brittle and ductile crust. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 91, 111 – 121.
- Black, R. (1992).** Mission géologique au Tchad du 14 Janvier au 08 Février 1992. N'djaména, *PNUD/DRGM*.
- Bouchez, J.L. (1997).** Granite is never isotropic: an introduction to AMS studies in granitic rocks in "Granite: from melt segregation to emplacement fabrics", J.L. Bouchez, D.H. Hutton and W.E. Stephens editors, Kluwer Publishers, 95 – 112.
- Bouchez, J.L. (2000).** Anisotropie de susceptibilité magnétique et fabrique des granites. *Comptes Rendus Académie des Sciences Paris* 330, 1 – 14.
- Bouchez, J.L., Delas, C., Gleizes, G., Nédélec, A., Cuney, M. (1992).** Submagmatic microfractures in granites. *Geology* 20, 35 – 38.
- Bouchez, J.L., Nguema, T.M.M., Esteban, L., Siqueira, R., Scrivener, R. (2006).** The tourmaline-bearing granite pluton of Bodmin (Cornwall, UK): magnetic fabric study and regional inference. *Journal of the Geological Society* 163, 607-616.
- Bouyo Houketchang, M., Penaye, J., Barbey, P., Toteu, S.F., Wandji, P. (2009).** Petrology of high-pressure granulite facies metapelites and metabasites from Tcholliré and Banyo regions: Geodynamic implication for the Central African Fold Belt (CAFB) of north-central Cameroon. *Précambrian Research* 224, 412 – 433.
- Bouyo Houketchang, M., Zhao, Y., Penaye, J., Zhanga, S.H. Njellb U.O. (2015).** Neoproterozoic subduction-related metavolcanic and metasedimentary rocks from the Rey Boubia Greenstone Belt of north-central Cameroon in the Central African Fold Belt: New insights into a continental arc geodynamic setting. *Précambrian Research* 261, 40 – 53.
- Bouyo Houketchang, M., Penaye, J., Njellb U.O., Moussango, A.P.I., Sep, J.P.N., Nyama, B.A., Wassouo, W.J., Abat, J.M.E., Yaya, F., Mahamat, A., Hao Ye, Fei Wu (2016).** Geochronological, geochemical and mineralogical constraints of emplacement depth of TTG suite from the Sinassi Batholith in the Central African Fold Belt (CAFB) of northern Cameroon: Implications for tectonomagmatic evolution. *Journal of African Earth Sciences* 116, 9 – 41.

Brown, M. (1994). The generation, segregation, ascent and emplacement of granite magma. *Earth Science Reviews* 36, 83 – 130.

Butler, F.R. (1992). Paleomagnetism, Blackwell. *Scientific Publications, Cambridge USA* P 1-223.

C

Caby, R., Arthaud, M.H. (1987). Petrostructural evolution of the Lagoa Real subalkaline metaplutonic complex (Bahia Brazil). *Review Brasil Geosciences* 17, 636.

Caby, R., Sial A.N., Arthaud M. and Vauchez A. (1991). Crustal evolution and Brazilian orogeny in Northeast Brazil. In: Dallmeyer R. D., Lécroché J.C.P.L. (Eds), the West African Orogens and Circum – Atlantic Correlatives. *Springer Verlag, Berlin*, 373 – 397.

Casting, C., Triboulet, C., Feybesse, J.L., Chèvremont, P. (1993). Tectonometamorphic evolution of Ghana, Togo and Benin in the light of the Pan-African/Brasiliano orogeny. *Tectonophysics* 218, 323 – 342.

Casting, C., Feybesse, J.L., Thiéblemont, D., Triboulet, C., Chèvremont, P. (1994). Paleogeographical reconstructions of the Pan-African/Brasiliano orogen: closure of an oceanic domain or intercontinental convergence between major blocks? *Precambrian Research* 69, 327 – 344.

Castro, A. (1987). On granitoid emplacement and related structures. *A review. Geologische Rundschau* 76, 101 – 124.

Clarck, D.A. (1982). Preliminary paleomagnetic results from the cuddapah traps of Andhra Pradesh. Evolution of the intracratonic cuddapah basin 2, 47 – 51.

Cornaccia, M., Giorgi, L. (1986). Les séries précambriennes d'origine sédimentaire et volcano-sédimentaire de la République centrafricaine. *Annuaire du Musée Royal d'Afrique Centrale* 93, 51.

Corti, G., Moratti, G., Santi, F. (2005). Relations between surface faulting and granite intrusions in analogue models of strike-slip deformation. *Journal of Structural Geology* 27, 1547 – 1562.

D

Dada, S.S. (1989). Evolution de la croûte continentale au nord Nigeria: apports de la géochimie, de la géochronologie U-Pb et des traceurs isotopiques Sr, Nd et Pb. *Doctorat de 3ème Cycle, Université des sciences et techniques du Languedoc, Montpellier (France)*, 200p.

- Dada, S.S., Lancelot, J.R., Briquieu, L. (1989).** Age and origin of the annular charnockitic complex at Toro, Northern Nigeria: U-Pb and Rb-Sr evidence. *Journal of African Earth Sciences* 9, 227 – 234.
- Dada, S.S., Tubosun, I.A., Lancelot, J.R., Lar, A.U. (1993).** Late Archean U-Pb age for the reactivated basement of Northeastern Nigeria. *Journal of African Earth Sciences* 16, 405 - 412.
- Day, R.M.D., Fuller, M., Schmidt, V.A. (1977).** Hystérésis properties of titanomagnetites grain size and composition dependence. *Physics of the Earth and planetary interiors* 13, 260 – 266.
- Dawaï, D., Bouchez, J.L., Paquette, J.L., Tchameni, R. (2013).** The Pan-African quartz-syenite of Guider (north-Cameroon): Magnetic fabric and U-Pb dating of a late-orogenic emplacement. *Precambrian Research* 236, 132 – 144.
- Dehler, N.M., Machado, R., Fassbinder, E. (2007).** Shear structures in the Serra do Azeite shear zone, southeastern Brazil: Transtensional deformation during regional transpression in the central Mantiqueira province (Ribeira belt). *Journal of South America Earth Sciences* 23, 176 – 192.
- Dekkers, M.J. (1988).** Some background information of the sampling sites, in some rock magnetic parameters for natural goethite, pyrrhotite and fine-grained hematite. *Thèse Doctorat Ph.D, University of Utrecht, England* 219 – 227.
- Dekkers, M.J. (1989a).** Magnetic properties of the natural goethite I. Grain size dependence of some low and high field related rock magnetic parameters measured at room temperature. *Geophysical Journal* 97, 341 – 355.
- Dekkers, M.J. (1989b).** Magnetic properties of natural pyrrhotite II. High and low temperature behaviors of Jrs and TRM as a function of grain size. *Physics of the Earth and Planetary Interior* 57, 266 – 283.
- Délérès, J., Nédélec, A., Ferré, E., Gleizes, G., Ménot, R.P., Obasi, C.K., Bouchez, J.L. (1996).** The Pan-African Toro Complex (northern Nigeria): magmatic interactions and structures in a bimodal intrusion. *Geological Magazine* 133, 535 – 552.
- Dickin, A.P., Halliday, A.N., Bowden, P. (1991).** A Pb, Sr and Nd isotope study of the basement and Mesozoic ring complexes of the Jos Plateau, Nigeria. *Chemical Geology* 94, 23 - 32.
- Djouadi, M.T., Gleizes, G., Ferré, E., Bouchez, J.L., Caby, R., Lesquer, A. (1997).** Oblique magmatic structures of two epizonal plutons, Hoggar, Algeria: late-orogenic emplacement in a transcurrent orogen. *Tectonophysics* 279, 351 – 374.

Djouka-Fonkwé, M.L., Schulz, B., Schüssler, U., Tchouankoué, J.P., Nzolang, C. (2008). Geochemistry of the Bafoussam Pan-African I- and S-type granitoids in Western Cameroon. *Journal of African Earth Sciences* 50, 148 - 167.

D'Lemos, R.S., Brown, M., Strachan, R.A. (1992). Granite magma generation, ascent and emplacement within a transpressional orogen. *Journal of Geological Society of London* 149, 487 - 496.

Doumnang, J.C. (2006). Géologie des formations néoprotérozoïques du Mayo Kebbi (sud-ouest du Tchad) : Apports de la pétrologie et de la géochimie, implications sur la géodynamique au Panafricain. *Thèse de Doctorat 3^{ème} Cycle, Université d'Orléans (France)*, 158 p.

Dunlop, D.J. (2002). Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc). Application to data for rocks, sediments and soils. *Journal of Geophysical Research* 107 (B3), doi: 10.1029/2001JB0000487.

Dunlop, D., Özdemir, Ö. (1997). Rock magnetism: fundamentals and frontiers, Cambridge University press.

E

EL Makhrouf, A.A. (1988). Tectonic interpretation of Jebel Eghei area and its regional application to Tibesti orogenic belt, south-central Libya. *Journal of African Earth Sciences* 7, 945 - 967.

Ekwueme, B.N., Kröner, A., (1998). Single zircon evaporation ages from the Oban Massif, southeastern Nigeria. *Journal of African Earth Sciences* 26, 195-205.

F

Ferré, E.C., Déléris, J., Bouchez, J.L., Lar, A.U., Peucat, J.J. (1996). The Pan-African reactivation of Eburnean and Archaean provinces in Nigeria: structural and isotopic data. *Journal of Geological Society of London* 153, 719 - 728.

Ferré, E.C., Caby, R., Peucat, J.J., Capdevila, R., Monié, P. (1998). Pan-African, post-collisional, ferro-potassic granite and quartz–monzonite plutons of Eastern Nigeria. *Lithos* 45, 255 - 279.

Ferré, E.C., Gleizes, G., Caby, R. (2002). Obliquely convergent tectonics and granite emplacement in the Trans-Saharan belt of Eastern Nigeria: a synthesis. *Precambrian Research* 114, 199 - 219.

G

Ganno, S., Nzenti, J.P., Ngnotue, T., Kankeu, B., Kouankap Nono, G.D. (2010). Polyphase deformation and evidence for transpressive tectonics in Kimbi area, Northwestern Cameroon Pan-African fold belt. *Journal of Geology and Mining Research* 21, 1 – 15.

- Ganwa, A., Frisch, W., Siebel, W., Shang K.C., Ondoa, M.J., Satir, M., Numbem, T.J. (2008).** Zircon $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ evaporation ages of Panafrican metasedimentary rocks in the Kombé-II area (Bafia Group, Cameroun): Constraints on protolith age and provenance. *Journal of African Earth Sciences* 51, 77 - 88.
- Ganwa, A.A, Siebel, W., Frisch, W., Shang, C.K., (2011).** Geochemistry of magmatic rocks and time constraints on deformational phases and shear zone slip in the Méiganga area, central Cameroon. *International Geology Review* 53, 759 - 784.
- Gleizes, G. (1992).** Structure des granites hercyniens des Pyrénées de Mont-Louis-Andorre à la Maladeta, *Thèse Doctorat, Université de Toulouse*, 259 p.
- Gleizes, G., Leblanc, D., Bouchez, J.L. (1991).** Le pluton granitique de Bassiès (Pyrénées ariégeoises) : Zonation, structure et mise en place. *Compte Rendu Académie des Sciences Paris* 312, 755 – 762.
- Gleizes, G., Nédélec, A., Bouchez, J.L., Autran, A, Rochette, P. (1993).** Magnetic susceptibility of the Mont-Louis Andorra ilmenite-type granite (Pyrenees): a new tool for the petrography characterisation and regional mapping of zoned granite plutons. *Journal of Geophysical Research* 98, 4317 – 4331.
- Goscombe, B., Passchier, C.W. (2003).** Asymmetric boudins as shear sense indicators - an assessment from field data. *Journal of Structural Geology* 25, 575 – 589.
- Gower, R., J. W., Simpson, C. (1992).** Phase boundary mobility in naturally deformed, high-grade quartzo – feldspathic rocks: evidence for diffusional creep. *Journal of Structural Geology* 14, 301 – 313.
- Graham, J.W. (1954).** Magnetic susceptibility anisotropy: an unexploited petrofabric element. *Geological Society of America Abstract Program* 65, 1257 – 1258.
- Greiling, R.O., Wall, de H., Sadek, M.F., Dietl, C. (2014).** Late Pan-African granite emplacement during regional deformation, evidence from magnetic fabric and structural studies in the Hammamat-Atalla area, Central Eastern Desert of Egypt. *Journal of African Earth Sciences*. doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2014.02.015>.
- Grégoire, V., Darrozes, J., Gaillot, P., Nédélec, A., Launeau, P. (1998).** Magnetite grain shape fabric and distribution anisotropy vs rock magnetic fabric: a three dimensional case study. *Journal of Structural Geology* 20, 937 – 944.

H

- Hartstra, R.L. (1982).** Some rockmagnetic parameters for natural iron-titanium oxides, PhD thesis, University of Utrecht, 145 p.
- Henry, B. (1988).** The magnetic fabric of the egletons granite (France): separation an structural implication. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 51, 253 – 263

Hirth, G., Tullis, J. (1992). Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *Journal of Structural Geology* 14, 145 – 159.

Hrouda, F. (1982). Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. *Geophysics Survey* 5, 37 – 83.

Hroudra, F. (1986). The effect of quartz on the magnetic anisotropy of quartzite. *Studia Geophysic of Geodanamics* 30, 39 – 45.

Hutton, D.H.W. (1988). Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inferences from deformation studies. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: *Earth Sciences* 79, 245 – 255.

Hutton, D.H.W., Reavy, R.S. (1992). Strike-slip tectonics and granite petrogenesis. *Tectonics* 11, 960 – 967.

I

Isseini, I., André Mayer, A.S., Vanderhaeghe, O., Barbey P., Deloule, E. (2012). A-type granites from the Pan-African orogenic belt in southwestern Chad constrained using geochemistry, Sr-Nd isotopes and U-Pb geochronology. *Lithos* 153, 39-52.

J

Jelinek, V. (1978). Statiscal processing of anisotropy of magnetic susceptibility measured on groups of specimens. *Studia Geophysic of Geodynamic* 142, 50 – 62.

Jelinek, V. (1981). Characterization of the magnetic fabric of the rocks. *Tectonophysics* 79, 563 – 567.

K

Kankeu, B., Greiling, R.O., Nzenti, J.P. (2009). Pan-African strike-slip tectonics in eastern Cameroon-Magnetic fabrics (AMS) and structure in the Lom basin and its basement. *Precambrian Research* 174, 258 – 272.

Karniol, T.R., Machado, R., Dehler, N.M. (2008). Transpressive dextral shear in the Itaperuna Section, Northern State of Rio Janeiro, Brazil. *Anais de Academica Brasileira de Ciências* 80, 565 – 577.

Kasser, M.Y. (1995). Evolution précambrienne de la région du Mayo Kebbi (Tchad). Un segment de la Chaîne Panafricaine. *Thèse Doctorat de 3^{ème} Cycle, Muséum d'Histoire Naturelle de Paris (France)*, 217 p.

Kwékam, M. (1993). Le massif plutonique calco-alkalin panafricain de Fomopéa (Ouest-Cameroun): cadre structural, pétrologie, géochimie. Interprétation géodynamique. *Thèse Doctorat 3^{ème} cycle, Université de Yaoundé I*, 145p.

Kwékam, M. (2005). Genèse et évolution des granitoïdes calco-alcalins au cours de la tectonique panafricaine: Le cas des massifs syn- à tardi-tectoniques de l'Ouest-Cameroun (région de Dschang et Kékem). *Thèse Doctorat d'Etat, Université de Yaoundé I*, 175p.

Kwékam, M., Njonfang, E. (2004). Nd and Sr isotopic constrains on the petrogenesis of the Fomopéa granitoïd complex, West Cameroon (Central Africa). 20th colloquium of Geology- Orléans, France, Abstract volume 246.

Kwékam, M., Liégeois, J.P., Njonfang, E., Affaton, P., Hartmann, G., Tchoua, F. (2010). Nature, origin and significance of the Fomopéa Pan-African high-K calc-alkaline plutonic complex in the Central African fold belt (Cameroon). *Journal of African Earth Sciences* 57, 79 – 95.

Kwékam, M., Affaton, P., Bruguier O., Liégeois, J.P., Hartmann, G., Njonfang, E. (2013). The Pan-African Kekem gabbro-norite (West-Cameroon), U–Pb zircon age, geochemistry and Sr–Nd isotopes: Geodynamical implication for the evolution of the Central African fold belt. *Journal of African Earth Sciences* 84, 70 – 88.

L

Launeau, P. (1990). Analyses numériques des images et orientations préférentielles de forme des agrégats polyphasés : application à l'analyse cinématique des granites. *Thèse Doctorat, université Toulouse III*, 180 p.

Lavreau, J. (1982). The Archaean and Lower Proterozoic of Central Africa. *Brazil Geosciences* 12, 187 – 192.

Lavreau, J., Poidevin, J.L., Ledent, D., Liégeois, J.P., Weiss, D. (1990). Contribution to the geochronology of the basement of the Central African Republic. *Journal of African Earth Sciences* 11, 69 – 82.

Liégeois, J.P. (1992). Mesures des isotopes du Sr en vue de détermination d'âges des roches magmatiques du Centre du Tchad (régions de Baïbokoum, Léré-Figuil). Musée royal de l'Afrique Central, Tervuren (Belgique), 9p.

M

Mainprice, D., Bouchez, J.L., Blumenfeld, P. (1986). Dominant C-slip in naturally deformed quartz: Implications for dramatic plastic softening at high temperature. *Geology* 14, 819 – 822.

Mamtani, M.A., Greiling, R.O. (2005). Granite emplacement and its relation with regional deformation in the Aravalli Mountain Belt (India) - inferences from magnetic fabric. *Journal of Structural Geology* 27, 2008-2029.

Mbaïtoudji, M.M. (1982). Géotraversé au Tchad, au sud du quatorzième parallèle nord. N'Djaména, DRGM.

McCaffrey, K.J.W., Miller, C.F., Karlstrom, K.E. (1999). Synmagmatic deformation patterns in the Old Woman Mountains, SE California. *Journal of Structural Geology* 21, 335 - 349.

Merril, R.T., McElinny, M.W. (1983). The Earth's magnetic field: its history. Origin and planetary perspective. *Academic Press, London*, 401p.

Mosoh Bambi, C.K., Frimmel, H.E., Zeh, A., Suh, C.E. (2013). Age and origin of Pan-African granites and associated U–Mo mineralization at Ekomedion, southwestern Cameroon. *Journal of African Earth Sciences* 88, 15 – 37.

Mvondo H., den Brok S.W.J., Mvondo O.J. (2003). Evidence for symmetric extension and exhumation of the Yaoundé nappe (Pan-African fold belt, Cameroun). *Journal of African Earth Sciences* 36, 215 – 231.

Mvondo, H., Owona, S., Mvondo, O.J., Essono, J. (2007). Tectonic evolution of the Yaoundé segment of the Neoproterozoic central African Orogenic belt in southern Cameroon. *Canadian Journal of Earth Sciences* 44, 433 - 444.

N

Nagata, V. (1961). Rocks magnetism. 2nd edition of Marusen, Tokyo. 350P.

Neba, S., Vegas, N., Bouchez, J. L., Siequeira, R., Lompo M. (2006). Caractères magnétique, fabriques et contexte géodynamique des granites du Burkina Faso oriental : les plutons de Tenkadogo-yamba, de Kouare et de Naneni. *Africa geoscience review* 13, 63-76.

Nédélec, A., Bouchez, J. L. (2011). Pétrologie des granites. *Vuibert* 306p.

Nédélec, A., Macaudière, J., Nzenti, J.P., Barbey, P. (1986). Evolution structurale et métamorphique des schistes de Mbalmayo (Cameroun). Implication sur la structure de la zone mobile panafricaine d'Afrique centrale au contact du craton du Congo. *Comptes Rendus Académie des Sciences Paris* 303, 75 – 80.

Ngako, V. (1986). Evolution métamorphique et structurale de la bordure sud-ouest de la "série de Poli" (segment camerounais de la chaîne panafricaine). *Mémoires et documents du Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles* 5, 185P.

Ngako, V. (1999). Les déformations continentales panafricaines en Afrique Centrale. Résultat d'un poinçonnement de type Himalayen. *Thèse Doctorat d'Etat Université de Yaoundé I*, 301p.

Ngako, V., Njonfang, E. (2011). Plates amalgamation and plate destruction, the Western Gondwana history. *Tectonics. INTECH, London*, 34p.

- Ngako, V., Jegouzo, P., Nzenti, J.P. (1991).** Le Cisaillement Centre Camerounais. Rôle structural et géodynamique dans l'orogénèse panafricaine. *Comptes Rendus Académie des Sciences Paris* 313, 457 – 463.
- Ngako, V., Affaton, P., Nnange, J.M., Njanko, T. (2003).** Pan-African tectonic evolution in central and southern Cameroon: transpression and transtension during sinistral shear movements. *Journal of African Earth Sciences* 36, 207 – 214.
- Ngako, V., Affaton, P., Njonfang, E. (2008).** Pan-African tectonic in northwestern Cameroon: Implication for history of western Gondwana. *Gondwana Research* 14, 509 – 522.
- Ngnotué, T., Nzenti, J.P., Barbey, P., Tchoua, F.M. (2000).** The Ntui-betamba High-grade gneiss: a northward extension of the Pan-African Yaoundé gneiss in Cameroon. *Journal of African Earth Sciences* 2, 369 - 381.
- Nguiessi Tchankam, C., Vialette, Y. (1994).** Rb–Sr, Pb–Pb, U–Pb dating in the Bandja plutonic series of western Cameroon. *Comptes Rendus Académie des Sciences Paris* 319, 317 – 324.
- Nguiessi Tchankam, C., Nzenti, J.P., Nsifa, N.E., Tempier, P., Tchoua, F. (1997).** Les granitoïdes calco-alcalins, syn-cisaillement de Bandja dans la chaîne panafricaine nord-équatoriale au Cameroun. *Comptes Rendus Académie des Sciences Paris* 325, 95 – 101.
- Njanko, T., Nedelec, A., Affaton, P. (2006).** Synkinematic high-K calc-alkaline plutons associated with the Pan-African Central Cameroon Shear Zone (W-Tibati area): Petrology and geodynamic significance. *Journal of African Earth Sciences* 44, 494 - 510.
- Njanko, T., Nedelec, A., Kwékam, M., Siqueira, R., Esteban, L. (2010).** Emplacement and deformation of the Fomopéa pluton: Implication for the Pan-African history of Western Cameroon. *Journal of Structural Geology* 32, 306 - 320.
- Njiékak, G., Wolfgang, D., Tchouakoué, J., Zulauf, G. (2008).** U–Pb Zircon and microfabric of (meta) granitoids of Western Cameroon: Constraints on the timing of pluton emplacement and deformation in Africa. *Lithos* 102, 460 – 477.
- Njonfang, E., Ngako, V., Kwékam, M., Affaton P. (2006).** Les orthogneiss calco-alcalins de Fouban-Bankim : témoin d'une zone interne de marge active panafricaine en cisaillement. *Comptes Rendus Géoscience* 338, 606 – 616.
- Njonfang, E., Ngako, V., Moreau, C., Affaton, P., Diot, H. (2008).** Restraining bends in high temperature shear zones: The « Central Cameroon Shear Zone », Central Africa. *Journal of African Earth Sciences* 52, 9 – 20.

- Nkoumbou, C., Barbey, P., Yonta-Ngouné, C., Paquette, J.L., Villiéras, F. (2014).** Pre-collisional geodynamic context of the southern margin of the Pan-African fold belt in Cameroon. *Journal of African Earth Sciences* 99, 245 – 260.
- Nzenti, J.P., Barbey, P., Macaudiere, J.P., Soba, D. (1988).** Origin and evolution of the late Precambrian high grade Yaoundé gneisses (Cameroon). *Precambrian Research* 38, 91 – 109.
- Nzenti, J.P., Ngako, V., Kambou, R., Penaye, J., Bassahak, Njel, O.V. (1992).** Structures régionales de la chaîne panafricaine au Nord- Cameroun. *Comptes rendus académie des Sciences Paris* 611, 115 – 119.
- Nzenti, J.P., Njanko, T., Tanko Njiosseu E.L., Tchoua, F.M. (1998).** Les domaines granulitiques de la chaîne panafricaine Nord-équatoriale au Cameroun. In *Géologie de l'Environnement au Cameroun*, Vicat et Bilong editors, *Collection Géocam I Presse Université de Yaoundé I*, 225 – 264.
- Nzenti, J.P., Barbey, P., Tchoua, F.M. (1999).** Evolution crustale au Cameroun : Eléments pour un modèle géodynamique de l'orogénèse néoproterozoïque. In *géologie et environnements au Cameroun*, Vicat et Bilong eds, *collection Géocam 2*, 397 – 407.
- Nzenti, J.P., Kapajika, B., Warnen, Ruanonza, T.L. (2006).** Synkynematic emplacement of granitoid, in Pan-African shear zone in central Camroon. *Journal of African Earth Sciences* 45, 74 – 86.
- Nzolang, C., Kagami, H., Nzenti, J.P., Holtz F. (2003).** Geochemistry and preliminary Sr/Nd isotopic data on the Neoproterozoic granitoids from the Bantoum area, west Cameroon: evidence for a derivation from a Paleoproterozoic to Archean crust. *Polar Geoscience* 16, 196 – 226.

O

- Owona, S., Schulz, B., Ratschbacher, L., Mvondo Ondoa, J. Ekodeck, G.E., Tchoua, M.F., Affaton, P., (2011).** Pan-African metamorphic evolution in the southern Yaounde Group (Oubanguide Complex, Cameroon) as revealed by EMP-monazite dating and thermobarometry of garnet metapelites. *Journal of African Earth Sciences* 56, 125-139.

P

- Paterson, S.R., Vernon, R.H., Tobisch, O.T. (1989).** A review for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Journal of Structural Geology* 11, 349 – 363.
- Paterson, S.R., Fowler, T.K., Schmidt, K.L., Yoshinobu, A.S., Yuan, E.S., Miller, R.B. (1998).** Interpreting magmatic fabric patterns in plutons. *Lithos* 44, 53 – 82.

- Penaye, J., Toteu, S.F., Michard, A., Bertrand, J.M., Dautel, D. (1989).** Reliques granulitiques d'âges protérozoïque inférieur dans la zone mobile panafricaine d'Afrique centrale au Cameroun ; géochronologie U-Pb sur zircon au Cameroun. *Comptes Rendus Académie des Sciences Paris* 309, 315 – 318.
- Penaye, J., Toteu, S.F., Van Schumus, W.R., Nzenti, J.P. (1993).** U-Pb and Sm-Nd preliminary geochronologic data on the Yaoundé series Cameroon. Reinterpretation of the granulitic rocks as suture of a collision in the "Central African "Belt. *Comptes Rendus Académie des Sciences Paris* 317, 789 – 794.
- Penaye, J., Toteu, S.F., Tchameni, R., Van Schmus, W.R., Tchakounté, J., Ganwa, A., Minyem, D., Nsifa, E.N., (2004).** The 2.1 Ga West Central African belt in Cameroon. *Journal of African Earth Sciences* 39, 159 - 164.
- Penaye, J., Kröner, A., Toteu, S.F., Van Schumus, W.R., Doumnang, J.C. (2006).** Evolution of the Mayo Kebbi region as revealed by zircon dating: an early (ca. 740 Ma) Pan-African magmatic arc in south-western Chad. *Journal of African Earth Sciences* 44, 530 – 542.
- Peronne, Y. (1969).** Carte géologique de reconnaissance à l'échelle 1/5000 000, notice explicative sur la feuille Wum-Banyo. *Directions des Mines et de la Géologie, Ministère des Mines et de l'Energie, République Fédérale du Cameroun.*
- Pidgeon, R.T., Van Breemen, O., Oyawoye, M.O. (1976).** Pan-African and earlier events in the basement complex of Nigeria. 25th International Geological Congress, Sydney (Australia).
- Pin, C., Poidevin, J.L. (1987).** U-Pb zircon evidence for Pan-African granulite facies metamorphism in Central African Republic. A new interpretation of the high-grade series of the northern border of the Congo craton. *Precambrian Research* 36, 303 – 312.
- Pitcher, W.S. (1992).** The Nature and Origin of Granite. *Blackie Academy Press, London.*
- Poidevin, J.L., Pin, C. (1986).** 2 Ga U-Pb zircon dating of Mbi granodiorite (Central African Republic) and its bearing on the chronology of the Proterozoic of Central Africa. *Journal of African Earth Sciences* 8, 581 – 587.
- Poitou, C.P. (2009).** Le champ magnétique terrestre et la dérive des plaques continentales au précambrien. *Thèse Doctorat de l'institut de physique du Globe de Paris*, 286P.
- Pouclet, A., Vidal, M., Doumnang, J.C., Vicat, J.P., Tchameni, R. (2006).** Neoproterozoic crustal evolution in Southern Chad: Pan-African ocean basin closing, arc accretion and late- to post-orogenic granitic intrusion. *Journal of African Earth Sciences* 44, 543 – 560.

R

- Rahaman, M.A. (1988).** Recent advances in the study of the basement complex of Nigeria. *Precambrian geology of Nigeria, Geological Survey of Nigeria.*
- Rochette, P. (1987).** Magnetic susceptibility of the rock matrix related to magnetic fabric. *Journal of Structural Geology* 9, 1015 – 1020.
- Rochette, P., Jackson, M., Aubourg, C. (1992).** Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility. *Reviews of Geophysics.* 30, 209 – 226.
- Romàn-Berdiel, T., Gapais, D., Brun, J.P. (1997).** Granite intrusion along strike-slip zones in experiment and nature. *American Journal of Sciences* 297, 651 – 678.
- Rolin, P. (1992).** Présence d'un chevauchement ductile majeur d'âge panafricain dans la partie centre de la République Centrafricaine: résultats préliminaires. *Comptes Rendus Académie des Sciences Paris* 315, 467 – 470.
- Rosenberg, C.L. (2001).** Deformation of partially-molten granite: a review and comparison of experimental and natural case studies. *International Journal of African Earth Sciences* 90, 60 – 76.
- Rosenberg, C.L. (2004).** Shear zones and magma ascent: a model based on a review of the Tertiary magmatism in the Alps. *Tectonics* 23, TC3002, doi:10.1029/2003TC001526.
- Roy, S. (1983).** L'anisotropie de la susceptibilité magnétique des sédiments : application à la reconstitution des paléocourants dans le bassin du Cap Vert depuis le Pliocène supérieur. *Thèse Doctorat, Université de Paris XI.*

S

- Soba, D. (1989).** La série de Lom : étude géologique et géochronologique d'un bassin volcano-sédimentaire de la chaîne panafricaine à l'Est du Cameroun. *Thèse Doctorat d'Etat, Univ. Pierre et Marie Curie Paris* 6, 198p.
- Soba, D., Micharde, A., Toteu, S.F., Norman, D.I., Penaye, J., Ngako, V., Nzenti, J.P., Dautel, D. (1991).** Données géochronologiques nouvelles (Rb–Sr, U–Pb, Sm–Nd) sur la zone mobile panafricaine de l'Est Cameroun : âge Protérozoïque supérieur de la série de Lom. *Comptes Rendus Académie des Sciences Paris* 315, 1453 – 1458.
- Stacey, F.D. (1963).** The physical theory of rock magnetism. *Advances in Physics* 12, 45 – 133.
- Stacey, F.D., Jophin, G., Lindsay, J. (1960).** Magnetic anisotropy and fabric of some foliated rocks from SE Australia. *Geofisica Pura Applicata* 47, 30 – 40.

Suayah, I.B., Miller, J.S., Miller, B.V., Bayer, T.M., Rogers, J.J.W. (2006). Tectonic significance of Late Neoproterozoic granites from the Tibesti massif in southern Libya inferred from Sr and Nd isotopes and U–Pb zircon data. *Journal of African Earth Sciences* 44, 561 – 570.

T

Tagne Kamga, G. (2003). Petrogenesis of the Neoproterozoic Ngondo plutonic complex (West-Cameroon, Central Africa): a case of late-collisional ferro-potassic magmatism. *Journal of African Earth Sciences* 36, 149 – 171.

Tagne Kamga, G., Mercier, E., Rossy, M., N'sifa, E.N. (1999). Synkinematic emplacement of the Pan-African Ngondo igneous complex (west Cameroon, central Africa). *Journal of African Earth Sciences* 28, 675 – 691.

Talla, V. (1995). Le massif granitique panafricain de Batié (Ouest-Cameroun): Pétrologie-Péetrostructurale-Géochimie. *Thèse Doctorat 3^{ème} cycle, Université de Yaoundé I*, 144p.

Tauxe, A. (1998). Paleomagnetic principles and practice. Kluwer Academy Publish, Dordrecht.

Tauxe, L., Mullender, T. A.T. and Pick, T. (1996). Potbellies, wasp-waists, and superparamagnetism in magnetic hysteresis. *Journal of Geophysical Research* 101, 571 – 583.

Tchameni, R., Pouclet, A., Penaye, J., Ganwa, A.A., Toteu, S.F. (2006). Petrography and geochemistry of the Ngaoundéré Pan-African granitoids in Central North Cameroon: Implications for their sources and geological setting. *Journal of African Earth Sciences* 44, 511 – 529.

Tcheumenak Kouémo, J., Njanko, T., Kwékam, M., Naba, S., Bella Nké, B.E., Yakeu Sandjo, A.F., Fozing, E.M., Njonfang, E. (2014). Kinematic evolution of the Fodjomekwet-Fotouni Shear Zone (West-Cameroon): Implications for emplacement of the Fomopéa and Bandja plutons. *Journal of African Earth Sciences* 99, 261 – 275.

Tchouankoué, J.P. (1992). La syénite de Banganté: un complexe Pan-Africain à caractères intermédiaires. Pétrologie-géochimie. *Thèse Doctorat 3^{ème} Cycle Université de Yaoundé I*, 161P.

Tetsopgang, S. (2003). Petrology, Geochemistry and Geochronology of Pan-African granitoids in the Nkambé area, Northwestern Cameroon, Africa. *Thèse Doctorat PhD Université Nagoya, Japan*, 81p.

Tetsopgang, S., Enami, M. (2003). Orthoferrosilite in a quartz monzonite from the Pan-African Belt in the Nkambé area, Cameroon. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences* 98, 235 – 244.

- Tetsopgang, S., Suzuki, K., Adachi, M. (1999).** Preliminary CHIME dating of granites from the Nkambé area, northwestern Cameroon, Africa. *Journal of the Earth and Planetary Sciences Nagoya University* 46, 57 – 70.
- Tetsopgang, S., Koyanagi, J., Enami, M., Kihara, K. (2003).** Hydroxylated Pseudorutile in an adamellite from the Nkambé area, Cameroon. *Mineralogical Magazine* 67, 509 – 516.
- Tetsopgang, S., Enami, M., Njonfang, E. (2006).** Petrology of highly evolved Pan-African two-mica granites from the Nkambé area, West Cameroon. *Journal of African Earth Sciences* 46, 305 – 317.
- Tetsopgang, S., Suzuki, K., Njonfang, E. (2008).** Petrology and CHIME geochronology of Pan-African high K and Sr/Y granitoids in the Nkambé area, Cameroon. *Gondwana Research* 14, 686 – 699.
- Tikoff, B., Davis, M.R., Teyssier, C., Blanquart, M.S., Habert, G., Morgan, S. (2005).** Fabric studies within the Cascade Lake shear zone, Sierra Nevada, California. *Tectonophysics* 400, 209-226.
- Toteu, S.F., Michard, A., Bertrand, J.M., Rocci, G. (1987).** U/Pb dating of Precambrian rocks from northern Cameroon, orogenic evolution and chronology of the Pan-African belt of central Africa. *Precambrian Research* 37, 71 – 87.
- Toteu, S.F., Macaudière, J., Bertrand, J.M., Dautel, D. (1990).** Metamorphic Zircons from North Cameroon: Implication for the panafrikan evolution of central Africa. *Geologische Rundschau* 79, 777 – 788.
- Toteu, S.F., Van Schmus, W.R., Penaye, J., Nyobe, J.B. (1994).** U-Pb and Sm-Nd evidence for eburnean and panafrikan high grade metamorphism in cratonic rocks of Southern Cameroon. *Precambrian Research* 67, 321 – 347.
- Toteu, S.F., Van Schmus, R.W., Penaye, J., Michard, A. (2001).** New U-Pb and Sm-Nd data from North-Central Cameroon and its bearing on the Pre-Pan-African history of Central Africa. *Precambrian Research* 108, 45 – 73.
- Toteu, S.F., Deloule, E., Penaye, J., Tchamani, R. (2004).** Preliminary U-Pb ionic microprobe data on zircons from Poli and Lom volcano-sedimentary basins (Cameroon): Evidence for a late – Mesoproterozoic to Early Neoproterozoic (1100-950 Ma) magmatic activity in the Central African Fold Belt. *The IGCP-470 second annual field conference 5-10 January 2004, Garoua-Cameroun (abstracts)*, 6.
- Toteu, S.F., Yongue Fouateu, R., Penaye, J., Tchakounté, J., Semo Mouangue, C.A., Van Schmus, R.W., Deloule, E., Stendal, H. (2006).** U-Pb dating of plutonic rocks involved in the nappe tectonic in Southern Cameroon: consequence for the Pan-African orogenic evolution of the central African fold belt. *Journal of African Earth Sciences* 44, 479 – 493.

Trompette, R. (1994). Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma). Pan-African-Brasiliano aggregation of South America and Africa. *A.A. Balkema edition, Rotterdam, 350p.*

Tubosun, I.A. (1983). Géochronologie U/Pb du socle précambrien du Nigéria. *Thèse de Doctorat de 3ème Cycle, Université des sciences et techniques du Languedoc, Montpellier (France).*

Turner, D.C. (1983). Upper Proterozoic schist belts in the Nigerian sector of the Pan-African province of West Africa. *Precambrian Research* 21, 55 – 79.

Turner, D.C. (1986). Magma distribution and crustal extension in the Nigerian Younger Granite province: evidence from the Wase area. *Journal of African Earth Sciences* 5, 243 – 247.

V

Van Breemen, O., Pidgeon, R.T., Bowden, P. (1977). Age and isotopic studies of some panafrican granites from North-central Nigeria. *Precambrian Research* 4, 307 – 319.

Van der Molen, I., Paterson, M.S. (1979). Experimental deformation of partially-melted granite. *Contribution of Mineralogy and Petrology* 70, 299 – 318.

Vegas, N., Naba, S., Bouchez, J.L., Jessell, M. (2007). Structure and emplacement of granite in the Paleoproterozoic crust of Eastern Burkina Faso: Rheological implications. *International Journal of Earth Sciences* 97, 1165 – 1180.

Viegas, L.G.F., Archanjo C.J., Vauchez, A. (2013). Fabrics of migmatites and the relationships between partial melting and deformation in high-grade transpressional shear zones: The Espinho Branco anatexite (Borborema Province, NE Brazil). *Journal of Structural Geology* 48, 45-56.

Venera, Z., Schulmann, K., Kröner, A. (2000). Intrusion within a transtensional tectonic domain: the Cistá granodiorite (Bohemian Massif) structure and rheological modeling. *Journal of Structural Geology* 22, 1437 – 1454.

Vernon, R.H. (2000). Review of microstructural evidence of magmatic and solid-state flow. *Electronic Geosciences* 5:2.

Vincent, P.M. (1956). Extraction du zircon dans un granite en provenance du District de Mongo n° R6-1 (coupure géologique d'AmTiman-ouest). *Brazaville, Direction des Mines et de la Géologie.*

Vignerresse, J.L. (1995). Control of granite emplacement by regional deformation. *Tectonophysics* 249, 173 – 186.

Vignerresse, J.L. (1999). Should felsic magmas be considered as tectonic objects, just like faults or folds? *Journal of Structural Geology* 21, 1125 – 1130.

Vignerese, J.L., Bouchez, J.L. (1997). Successive granitic magma batches during pluton emplacement: the case of Cabeza de Araya Spain. *Journal of Petrology* 38, 1767 – 1776.

Vignerese, J.L., Clemens, J.D. (2000). Granitic magma ascent and emplacement: neither diapirism nor neutral buoyancy. In: Vignerese, J.L., Mart, Y., Vendeville, B. (Eds.), Salt, Shale and Igneous Diapirs in and Around Europe. *Journal of Geological Society of London* 174, 1 – 19.

W

Wacrenier, P., Vincent, P.M. (1958). Notice explicative de la carte géologique provisoire du Borkou-Ennedi-Tibesti Brazaville, Direction des Mines et de la Géologie.

Y

Yakeu Sandjo, A.F., Njanko, T., Nzenti, J.P., Ganno, S., Ngnotué (2007). Evolution tectono-métamorphique de la région à l'Ouest de Nkambé (Province du Nord-Ouest Cameroun). *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc* 516, 127 – 134.

ANNEXES

ANNEXE I – Mesures de la foliation

1 – Foliation magmatique

a - Dans les granites à biotite

EF46

N168°E	48SW	N176°E	58W	N05°E	39W
N175°E	40W	N171°E	50W	N05°E	54W
N09°E	72W	N05°E	60W	N178°E	41W
N169°E	60SW	N05°E	65W		

EF48

N14°E	45NNW	N173°E	09W	N01°E	46W	N175°E	23W
N20°E	46NW	N169°E	47SW	N170°E	25W	N178°E	19W
N20°E	48NW	N176°E	49W	N00°E	14W	N02°E	45W
N19°E	33NNW	N02°E	55W	N00°E	16W	N00°E	40W
N05°E	39W	N177°E	58W	N161°E	48SW		
N15°E	41NNW	N165°E	52SW	N172°E	40W		
N19°E	44NNW	N10°E	16NNW	N175°E	46W		
N15°E	42NNW	N04°E	18NNW	N00°E	49W		
N20°E	54NW	N00°E	41W	N164°E	47SW		
N07°E	44W	N10°E	46NNW	N162°E	49SW		
N13°E	37NNW	N172°E	23W	N165°E	43SW		
N04°E	42W	N170°E	19W	N175°E	55W		
N16°E	45NNW	N165°E	11SW	N176°E	58W		
N11°E	45NNW	N174°E	50W	N12°E	33NNW		
N20°E	48NW	N169°E	45SW	N05°E	23W		
N19°E	32NNW	N05°E	46W	N1363°E	49SW		
N08°E	19W	N175°E	53W	N06°E	26W		
N15°E	39NNW	N167°E	55SW	N10°E	30NNW		

EF77

N155°E	27SW	N162°E	36SW	N05°E	24W	N167°E	23SW
N150°E	26SW	N165°E	35SW	N175°E	35W	N29°E	51NW
N145°E	21SW	N167°E	35SW	N09°E	30W	N15°E	27NNW
N152°E	15SW	N172°E	38SW	N04°E	28W	N13°E	34NNW
N144°E	26SW	N167°E	34SW	N27°E	21NW	N12°E	19NNW
N172°E	31W	N178°E	30W	N10°E	31NNW	N35°E	34NW
N167°E	37SW	N12°E	27NNW	N177°E	29W	N28°E	40NW
N154°E	17SW	N24°E	29NW	N05°E	37W	N08°E	32W
N05°E	27W						

b – Dans les granites à biotite et hornblende
EF53

N40°E	58NW	N09°E	63W	N48°E	76SE	N27°E	78NW
N39°E	54NW	N08°E	45W	N50°E	77SE	N45°E	60NW
N34°E	39NW	N07°E	45W	N42°E	62SE	N17°E	71NNW
N35°E	42NW	N05°E	41W	N41°E	76SE	N47°E	62NW
N38°E	52NW	N19°E	56NNW	N40°E	74SE	N28°E	62NW
N33°E	47NW	N27°E	48NW	N40°E	55SE	N33°E	75NW
N36°E	46NW	N23°E	43NW	N35°E	61SE	N32°E	68NW
N20°E	56NW	N42°E	66NW	N35°E	62SE	N30°E	73NW
N19°E	61NNW	N42°E	64NW	N40°E	50SE	N24°E	72NW
N19°E	47NNW	N17°E	58NNW	N43°E	64SE	N30°E	65NW
N08°E	53W	N42°E	58NW	N42°E	77NW	N36°E	60NW
N13°E	47NNW	N38°E	51NW	N47°E	77NW	N20°E	62NW
N08°E	43W	N32°E	52NW	N45°E	60NW	N28°E	67NW
N07°E	42W	N37°E	52NW	N41°E	73NW	N22°E	70NW
N07°E	45W	N32°E	55NW	N40°E	66NW	N25°E	60NW
N06°E	38W	N47°E	75SE	N29°E	67NW	N27°E	54NW

EF66

N44°E	86SE	N27°E	88SE	N35°E	84SE	N48°E	83SE
N65°E	89SE	N20°E	85SE	N22°E	88SE	N40°E	81SE
N55°E	83SE	N13°E	89SSE	N38°E	82SE	N05°E	89E
N25°E	83SE	N22°E	89SE	N44°E	89SE	N48°E	70SE
N36°E	82SE	N10°E	81SSE	N35°E	89SE	N36°E	82SE
N35°E	89SE	N45°E	69SE	N60°E	76SE	N12°E	39SSE
N25°E	89SE	N42°E	60SE	N36°E	63SE	N15°E	37SSE
N47°E	82SE	N10°E	82SSE	N20°E	87SE	N20°E	18SE
N45°E	85SE	N27°E	81SE	N18°E	82SE	N20°E	40SE
N36°E	84SE	N05°E	81E	N28°E	83SE	N18°E	34SE
N35°E	81SE	N30°E	89SE	N32°E	86SE	N02°E	35E
N38°E	88SE	N30°E	87SE	N52°E	58SE	N02°E	36E

EF96

N57°E	62SE	N60°E	59SE	N55°E	45SE	N65°E	47SE
N70°E	48SE	N55°E	44SE	N56°E	38SE	N60°E	37SE
N62°E	31SE	N70°E	37SE	N55°E	51SE	N53°E	58SE
N57°E	50SE						

EF97

N07°E	75E	N64°E	51SE	N55°E	62SE	N53°E	62SE
N42°E	81SE	N45°E	55SE	N56°E	66SE	N63°E	62SE
N60°E	59SE	N56°E	68SE	N68°E	65SE	N77°E	68SE

N63°E	50SE	N67°E	69SE	N70°E	69SE	N76°E	68SE
N65°E	52SE	N72°E	60SE	N70°E	72SE	N60°E	65SE
N66°E	48SE	N65°E	58SE	N64°E	70SE	N75°E	45SE
N66°E	58SE	N55°E	55SE	N56°E	71SE	N55°E	55SE
N65°E	59SE	N55°E	61SE	N53°E	60SE	N20°E	74SE

2 - Foliation métamorphique

EF02

N20°E	10SE	N22°E	51SE	N45°E	61SE	N26°E	76SE
N25°E	40SE	N26°E	20SE	N43°E	31SE		

EF15

N12°E	67NW	N29°E	51NW	N42°E	66NW	N17°E	25NW
N37°E	61NW	N26°E	69NW	N28°E	70NW	N14°E	19NW
N30°E	61NW	N12°E	55NW	N26°E	65NW	N25°E	28NW
N31°E	63NW	N43°E	52NW	N15°E	36NW	N16°E	23NW
N34°E	51NW	N47°E	68NW	N20°E	22NW	N27°E	28NW

EF39

N91°E	13S	N92°E	26S	N110°E	14NE	N89°E	13N
N78°E	35SE	N85°E	21S	N75°E	15NW	N113°E	15NE
N87°E	32N	N80°E	20N	N120°E	15NE	N113°E	20S
N84°E	18N	N117°E	20S	N120°E	15NE	N88°E	17N
N106°E	17N	N106°E	14S	N118°E	19NE		

EF82

N26°E	25NW	N28°E	18NW	N02°E	26W	N25°E	30NW
N13°E	21NNW	N08°E	36W	N35°E	21NW		

EF100

N62°E	68SE	N46°E	29SE	N65°E	74SE	N30°E	68SE
N70°E	69S	N40°E	32SE	N67°E	69SE	N65°E	23SE
N66°E	40S	N40°E	36SE	N65°E	89SE	N36°E	62SE
N68°E	72SE	N40°E	30SE	N55°E	45SE	N24°E	66SE
N53°E	55SE	N35°E	26SE	N55°E	38SE	N30°E	64SE
N60°E	26SE	N54°E	50SE	N60°E	41SE	N32°E	54SE
N53°E	56SE	N49°E	21SE	N60°E	38SE	N31°E	52SE
N50°E	46SE	N51°E	12SE	N60°E	29SE	N75°E	46S
N53°E	60SE	N50°E	27SE	N63°E	22SE	N30°E	58SE
N58°E	65SE	N58°E	77SE	N60°E	34SE	N29°E	64SE
N58°E	53SE	N54°E	76SE	N24°E	59SE	N33°E	46SE
N50°E	63SE	N60°E	72SE	N60°E	32SE	N76°E	29S

N53°E	74SE	N62°E	73SE	N28°E	69SE	N76°E	28S
N56°E	56SE	N60°E	79SE	N31°E	71SE	N73°E	35S
N52°E	56SE	N59°E	57SE	N30°E	64SE		

EF108

N107°E	20NE	N120°N	13NE	N84°E	14S	N85°E	27NW
N113°E	20NE	N125°E	18NE	N72°E	12NW	N89°E	12S
N110°E	14NE	N80°E	17NW	N85°E	20S	N88°E	20S
N92°E	26N						

EF134

N09°E	71ESE	N09°E	59ESE	N10°E	55ESE	N06°E	42ESE
N10°E	60ESE	N12°E	58ESE	N20°E	25SE	N02°E	25ESE
N11°E	54ESE	N15°E	64ESE	N08°E	22ESE	N02°E	26ESE
N10°E	56ESE	N10°E	57ESE	N15°E	22ESE	N05°E	37ESE
N09°E	64ESE	N25°E	39SE	N15°E	29ESE	N05°E	42ESE
N13°E	55ESE	N23°E	36SE	N10°E	22ESE	N07°E	50ESE
N13°E	79ESE	N05°E	37ESE	N10°E	40ESE		
N03°E	62ESE	N20°E	31SE	N02°E	40ESE		

EF138

N170°E	50S	N165°E	42SW	N165°E	77SW	N172°E	63S
N175°E	49S	N170°E	45S	N177°E	63S	N175°E	46S
N175°E	42S	N178°E	41S	N178°E	65S	N178°E	60S
N172°E	58S	N169°E	40SW	N175°E	70S	N178°E	58S
N178°E	60S	N172°E	65S	N178°E	56S	N177°E	56S
N170°E	49S	N175°E	55S	N177°E	54S	N176°E	55S
N175°E	52S	N175°E	62S	N178°E	70S	N177°E	48S
N173°E	55S	N170°E	50S	N175°E	63S	N176°E	50S
N175°E	50S	N178°E	53S	N166°E	64SW	N175°E	55S

EF139

N170°E	80W	N171°E	60W	N170°E	54W	N03°E	50W
N178°E	88W	N170°E	50W	N172°E	54W	N05°E	55W
N179°E	88W	N170°E	52W	N170°E	50W	N05°E	50W
N176°E	58W	N172°E	60W	N172°E	50W	N05°E	65W
N179°E	60W	N175°E	65W	N162°E	65W	N05°E	60W
N178°E	59W	N170°E	65W	N162°E	64W	N05°E	60W
N170°E	59W	N170°E	64W	N163°E	60W	N165°E	56W
N170°E	65W	N175°E	63W	N162°E	70W		
N170°E	60W	N170°E	65W	N05°E	60W		

EF179

N05°E	73ESE	N12°E	73ESE	N13°E	72ESE	N10°E	76ESE
N07°E	72ESE	N08°E	76ESE	N10°E	74ESE	N06°E	72ESE
N15°E	70ESE	N17°E	80ESE				

ANNEXE II – Mesures de la linéation**1 - Linéation magmatique dans les granites à biotite et amphibole****EF53**

N64°E	20SW	N56°E	19SW	N57°E	21SW	N58°E	20SW
N62°E	18SW	N65°E	18SW	N59°E	19SW	N54°E	13SW
N64°E	20SW	N66°E	20SW	N60°E	15SW	N55°E	10SW

2 - Linéation d'étirement minéral**a - Dans l'encaissant****EF15**

N30°E	09NE	N30°E	04NE	N20°E	04NE	N24°E	08NE
N22°E	04NE	N32°E	02NE	N29°E	06NE	N29°E	6NE
N25°E	07NE	N35°E	03NE	N25°E	05NE	N32°E	02NE
N30°E	04NE	N29°E	06NE	N28°E	06NE	N24°E	03NE
N25°E	07NE	N40°E	05NE				

b - Dans les orthogneiss à biotite et amphibole**EF138**

N175°E	10N	N175°E	11N	N175°E	15N	N175°E	10N
N170°E	07N	N175°E	15N	N176°E	12N	N178°E	10N
N175°E	09N	N176°E	11N	N176°E	04N	N170°E	12N

ANNEXE III – Mesures des axes de plis**EF39**

N117°E	36SE	N80°E	31E	N88°E	35E	N96°E	49ESE
N80°E	43E	N90°E	42E	N178°E	31ENE	N85°E	51E

EF138

N02°E	53S	N05°E	32N	N10°E	45N	N06°E	39S
N03°E	31N	N02°E	45N	N07°E	39N	N05°E	41S
N09°E	35N	N03°E	39N	N08°E	40S		

PUBLICATIONS ISSUES DE LA THESE

Articles publiés

Fozing E. M., Njanko T., Kwékam M., Séta N., Yakeu Sandjo A. F., Njonfang E. (2013). Submagmatic and solid-state deformations during the emplacement of the Misajé Pan-African Pluton (Northwestern Cameroon): constraints from field observations, microstructures and anisotropy of magnetic susceptibility. *International Research Journal of Geology and Mining* 3(1), 40-56.

Fozing, E.M., Kwekam, M., Njanko, T., Njonfang E., Seta, N., Yakeu Sandjo, A.F., Sawadogo S. (2014). Structural evolution of the Pan-African Misajé pluton (Northwestern Cameroon). *Syllabus Review* 5, 12-26.

Fozing, E.M., Njanko, T., Seta, N., Kwekam, M., Njonfang E., Rochette P. (2015). Structural characterization of the Misajé granitic pluton (NW Cameroon): constraints from magnetic and field observations. *International Journal of Earth Sciences*. DOI 10.1007/s00531-015-1288-6.

Communications scientifiques

Fozing E.M., Njonfang E., Njanko, T., Kwekam, M., Seta, N., Yakeu Sandjo, A.F., Sawadogo S., 2014. Structural evolution of the Pan-African Misajé pluton (Northwestern Cameroon). 7^{ème} Conférence de l'Association Africaine des Femmes Géosciences du 03 au 09 Novembre 2014 en Namibi.

Fozing E.M., Njanko, T., Seta, N., Kwekam, M., Njonfang E., Rochette P., 2014. Magnetic fabrics and their relationship with the emplacement of the Misajé granitic pluton, NW Cameroon. 1er Colloque Géosciences, Ressources minérales et énergétiques pour un développement en Afrique Centrale, 04 au 06 Décembre 2014 à Ngaoundéré au Cameroun.

Fozing, E.M., Njanko, T., Seta, N., Kwekam, M., Njonfang E., Rochette P., 2015. Structural characterization of the Misajé granitic pluton (NW Cameroon): constraints from magnetic and field observations. Eighth International Conference on the Geology of Africa. 24-26 November 2015 in Egypt.